

TEXT

ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT

DER

HYDROGRAPHIE

DES BOTTNISCHEN UND FINNISCHEN MEERBUSSENS

UND DER NÖRDLICHEN OSTSEE

NACH DEN UNTERSUCHUNGEN BIS ENDE 1910

VON

ROLF WITTING

12 TEXTFIGUREN, 51 KARTOGRAMME UND 12 SCHNITTE AUF 4 TAFELN IN BESONDEREM UMSCHLAGE

HELSINGFORS, 1912

IN KOMMISSION BEI WILHELM ENGELMANN, LEIPZIG



TEXT

Hy / 1872

ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT

DER

HYDROGRAPHIE

DES BOTTNISCHEN UND FINNISCHEN MEERBUSSENS

UND DER NÖRDLICHEN OSTSEE

NACH DEN UNTERSUCHUNGEN BIS ENDE 1910

VON

ROLF WITTING

12 TEXTFIGUREN, 51 KARTOGRAMME UND 12 SCHNITTE AUF 4 TAFELN IN BESONDEREM UMSCHLAGE

HELSINGFORS, 1912

Vorwort.

Es stellt sich bei einer solchen Arbeit, wie es die Meeresuntersuchung ist, von Zeit zu Zeit das Bedürfnis ein, die Ergebnisse der Arbeit zusammenzufassen um diese übersehen zu können. Teils sind die Gesichtspunkte, welche man bei der Behandlung der einzelnen Probleme anzulegen hat, verschieden, und treten die Ergebnisse in der Beleuchtung verwandter Tatsachen klarer hervor; teils besteht in unserer Wissenschaft, wie in anderen beobachtenden Wissenschaften, die Gefahr einer Anhäufung auch von solchem Beobachtungsmateriale, das hauptsächlich nur bekannte Tatsachen bestätigen kann. Da indessen das Erwerben hydrographischer Beobachtungen meistens eine beträchtliche Arbeit erfordert, ist es im Sinne der wissenschaftlichen Oekonomie geboten von Zeit zu Zeit Überschlüge über den Stand der Kenntnisse zu machen um die Arbeitsmethoden einer Diskussion unterwerfen zu können. Auch besteht von Seiten der Biologen und Geographen und vielleicht auch der Klimatologen, denen verschiedene hydrographische Tatsachen als Unterlage erforderlich sind, der Wunsch einer zusammenfassenden Übersicht der Ergebnisse, und eine solche wird bei der jetzigen Lage der Dinge wohl am besten von einem Hydrographen gegeben.

Von ähnlichen Gesichtspunkten geleitet habe ich im Jahre 1905 eine Übersicht der Hydrographie des Bottnischen Meerbusens geschrieben. Seitdem sind einige Jahre verstrichen, und das Wissen über unsere Meere ist während dessen gewachsen. Die hier vorliegende Übersicht würde vielleicht nicht eben zu dem gewählten Zeitpunkte geschrieben worden sein, wenn nicht eine besondere Veranlassung, die Herstellung einer Zusammenfassung für den eben herausgegebenen „Atlas de Finlande, 1910“, bestanden hätte.

Die beigegeführten Karten sind im Jahre 1910 gedruckt, der Atlastext wurde im Herbst 1910 geschrieben, in diesem waren die meisten Tabellen weggelassen. Jetzt, Ende 1911, habe ich diesen Text durchgegangen, einige Tabellen und Figuren eingeführt und einige Ergänzungen gemacht.

Die Übersetzung ins Deutsche ist von Frau Ellen Witting ausgeführt.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	7
2. Geschichtliche Übersicht der Entwicklung unseres Wissens über die Hydrographie der Ostsee bis Anfang der internationalen Meeresforschung	9
3. Benennungen, Grössenverhältnisse	16
4. Übersicht der Wasserbewegungen	20
5. Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt	22
6. Wärmehaushalt und Temperaturverteilung	32
7. Der Salzgehalt	38
8. Der Sauerstoffgehalt	45
9. Ströme und Wassertransport	48
10. Wasserumsetzung	57
11. Niveau der Meeresoberfläche und dessen Veränderungen	62
12. Farbe und Sichttiefe	68
13. Eisverhältnisse	74
14. Fortlaufende Veränderungen in Salzgehalt und Temperatur	78
15. Bemerkungen zu den Tafeln	80

1. Einleitung.

Die Schilderung der hydrographischen Verhältnisse, welche die Tafeln und der untenan folgende Text geben, fusst auf den bei unseren Meeresexpeditionen gemachten Beobachtungen, auf den an russischen, schwedischen und finnischen festen Stationen angestellten, fortlaufenden Beobachtungen und auf speziellen Untersuchungen. Das Hauptgewicht fällt auf das Terminfahrtenmaterial, man wird aber sehen, dass in vielen, nicht unbedeutenden Fragen die Resultate der fortlaufenden Untersuchungen das entscheidende Wort sprechen, und dass wiederum manche andere Fragen nur durch die Ergebnisse der Spezialuntersuchungen beantwortet werden können.

Ganz wie wir jetzt die Fülle unseres Wissens den Terminfahrten verdanken, sind auch, wie es wohl aus der untenan folgenden, skizzierten Darstellung der Entwicklung unserer Kenntnisse hervorgeht, die bedeutendsten Fortschritte vergangener Zeiten eben der Arbeit in offener See zuzuschreiben. Doch ist der Sachverhalt der, dass mehrere Ostseeländer zu einer systematischen Arbeit an festen Stationen schon früh, zum Teil aus rein praktischen Ursachen, geschritten haben. Die Bedingungen für eine fruchtbare Ausnutzung dieses an den festen Stationen gesammelten Materiales hat aber erst die Orientierung in grossen Zügen über die Erscheinungen und deren Zusammenhänge geschaffen, welche durch die synoptischen Methoden der Terminfahrten gewonnen wurde. Es liegt ja auch in der Natur der Sache, dass bei einer extensiven Forschungsarbeit wie dieser, die Arbeit sich erst hauptsächlich auf die Ermittlung der Verhältnisse im grossen und im Durchschnitt hat konzentrieren müssen, und dass die Variationen erst, nachdem ein Gesamtbild gewonnen worden ist, mit grösserem Erfolg zum Studium haben aufgenommen werden können.

Die Terminfahrten haben somit in mancher Hinsicht definitive Antworten auf vorliegende Fragen gegeben; es kann indessen kaum mehr davon die Rede sein ihnen jetzt dieselbe überwiegende Bedeutung wie früher beizumessen. Sie haben andererseits neue Fragestellungen ergeben, zu deren Lösung ihre eigene Arbeitsmethode nicht genügt. Ihre Rolle ist darum aber noch lange nicht ausgespielt. Soll eine hydrographische Arbeit überhaupt betrieben werden können, muss die Fühlung mit den Verhältnissen in der offenen See beibehalten werden, wozu wenigstens jährliche Untersuchungsfahrten unerlässlich sind.

Das Ziel, welches sich der Arbeit nach der gewonnenen Orientierung jetzt als vor allem zu erreichendes aufstellt, ist die Klarlegung und Feststellung der Gesetze, welche die verschiedenen Erscheinungen bedingen. Es ist hier noch das meiste zu tun übrig, ich verzeichne nur kurz: betreffs der Bewegungserscheinungen, der Ströme, der vielen Details in der Wasserumsetzung, der Thermik, der Bedingungen für das Entstehen der verschiedenen Schichten, des Wasserhaushaltes und der chemischen Fragen u. s. w. Bei alledem wird man zu erst empirisch vorgehen müssen und braucht man

in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle eben ein fortlaufendes Beobachtungsmaterial, es seien denn monatliche, tägliche oder sogar mehrere Mal am Tage angestellte Beobachtungen. Solche sind zwar nur in der Ausdehnung ausführbar, wie sie mit ziemlich einfachen Mitteln gemacht werden können; es ist dies indessen glücklicherweise eben in mancher Hinsicht genügend. In Fragen aber, welche höhere Anforderungen auf die Beobachtungen stellen, muss man zu den von den Terminfahrten gebotenen Gelegenheiten oder zu ganz speziellen Untersuchungsreisen oder Beobachtungsreihen greifen, wie es in der Neuzeit bei der internationalen Meeresforschung in der Nordsee im Sommer 1911 geschah, oder wie in der Ostsee z. B. CRONANDER und G. EKMAN es schon im Sommer 1876 taten, und wie es schliesslich gelegentlich auch bei unseren Fahrten gemacht worden ist.

Unterdessen, oder vielleicht erst nachdem eine solche Arbeit wenigstens in den wichtigsten Fragen durchgeführt worden ist, wird man allmählich zu solchen Synthesen und Anwendungen in klimatologischer und biologischer Hinsicht schreiten können, die Anspruch auf definitive Gültigkeit erheben dürfen.

Soll nun die Anordnung der Arbeit, welche mir jetzt die erfolgreichste dünkt, und die ich hier anzudeuten versucht habe, in wenigen Worten ausgedrückt werden, hiesse es, dass den Beobachtungen an den festen Stationen grössere Bedeutung als bisher einzuräumen sei, und dass diese Beobachtungen bei der Anordnung der Arbeit und nicht weniger der Bearbeitung die Ergebnisse der Beobachtungen in offener See ergänzen sollen, dass diese wieder ungefähr in derselben Ausdehnung wie in den allerletzten Jahren fortgesetzt werden sollten um ein festes, unentbehrliches Gerippe für die Übersicht des Ganzen zu bilden.

Dies würde, sowie sich die Verhältnisse entwickelt haben, es besteht ja beinahe überall schon geordnete Arbeit in beiden Richtungen, nicht einen Bruch mit der bisher getriebenen Arbeit sondern nur eine natürliche Fortsetzung derselben bedeuten, eine Fortsetzung die nebenbei gesagt bei uns schon eingeleitet ist.

2. Geschichtliche Übersicht der Entwicklung unseres Wissens über die Hydrographie der Ostsee bis Anfang der internationalen Meeresforschung.

Wenn wir die Entwicklung der jetzigen Kenntnis unserer Meere und der Erscheinungen innerhalb dieser zu verfolgen versuchen, so bemerken wir, dass diese Kenntnis aus Bruchstücken von sehr verschiedenem Alter besteht.

Systematisierung des Wissens begegnen wir natürlich zum ersten Male bei der Frage von der Verteilung von Land und Meer. Das Feststellen der Meerestiefen, wenn auch nur in den Hauptzügen, hat sich infolge seiner Bedeutung für Seefahrt und Fischerei schon früh als notwendig erwiesen, und es sind dabei die Forderungen auf exakte und ausführliche Angaben bei wenigem gewachsen ¹⁾.

Wir wollen uns hier darauf beschränken es zu beschreiben, wie die Auffassung der Ostsee als Meer und der Erscheinungen innerhalb der Ostsee entstanden ist und sich entwickelt hat. Im Gegenteil zu dem, was im allgemeinen angenommen worden ist, zeigt es sich bei einer solchen Rückschau, dass recht viel jetzt vergessene Arbeit ausgeführt worden ist, und dass in den Ansichten, die früher herrschten, ein innerer Zusammenhang und eine fortlaufende Entwicklung gespürt werden können. Wir finden weiter, dass die Ostsee zu den Meeren gehört, welche in unserer Kulturperiode das Interesse am frühesten auf sich gelenkt haben; und waren es zunächst schwedische Forscher, die zur Zeit des erwachenden Interesses für hydrographische Fragen ihre Arbeit der Erforschung der Ostsee widmeten.

Die Kennzeichen dieser Forschung sind dieselben, welche wir bei den empirischen Naturwissenschaften zu dieser Zeit immer wieder vorfinden. Indem man von Erfahrungen ausgeht, ihrer immer mehr zu sammeln versucht, weiss man sie aber nicht genau genug zu sichten. Wenn wir den Umfang und die komplexe Gestaltung der Phänomene uns vergegenwärtigen, so scheint dieser letzte Umstand bei der Meeresforschung sehr erklärlich. Messungen werden auch nach und nach veranstaltet. Diese ergeben aber indessen infolge der Unvollkommenheit der angewandten Instrumente manches Mal irreleitende Resultate, welche als richtig angenommen werden. Als dann das so erlangte Wissen zu-

¹⁾ Eine Darstellung hierüber finden wir in Atlas de Finlande, 1910. Fennia. 30. Textband II, Nr 47 und 40.

sammengefasst wurde, konnte zwischen den Beobachtungen ein innerer Zusammenhang gefunden werden, nur indem der Wirklichkeit Gewalt angetan wurde.

Zunächst sollte eine bestimmte Auffassung von der Natur der Meere und vom Kreislaufe des Wassers gewonnen werden. Waren nun die Meere als in ihren Betten vollkommen abgegrenzt zu denken, oder hatte man in der Erde andere mit den Meeren in Verbindung stehende Gewässer vorauszusetzen? An diese schon früher z. B. von KIRCHER gestützten Auffassung schloss sich der vielgewandte URBAN HJÄRNE an. In seinem Streben die Ergebnisse über Meere, Seen und Quellen, welche er in seiner grossen Enquête 1694 sammelt ¹⁾, auf natürliche Weise zu erklären wird er dazu geleitet die Existenz eines grossen, unterirdischen, salzigen und fetten, durch Kanäle mit den Meeren verbundenen Zentralwassers, sowie grosser, von Dünsten erfüllter Höhlungen in der Erde anzunehmen. (Er stellt bei dieser Gelegenheit auch fest, dass sich die Oberfläche der Ostsee innerhalb historischer Zeit zurückgezogen hat.) Die Dämpfe in diesen und gleichzeitige Ab- und Zuflüsse durch die Kanäle bedingten demnach die Wasserstandsschwankungen; er kann diese nämlich nicht in ein Abhängigkeitsverhältnis zu dem Niederschlag bringen. Von dem Meere sagt er, sichtbar auf Grund eigener Erfahrung: „es ist das Wasser am Boden viel salziger als oben“, und „je tiefer je grössere und unleidlichere Kälte findet man“, welches ja, was den Salzgehalt betrifft, beinahe ausnahmslos für die Ostsee richtig ist, und für die Temperatur einen grossen Teil des Jahres in der Hauptsache gilt.

ISAAC NEWTON ist ein Vertreter der anderen Auffassung; er findet einen Kreislauf für das Wasser durch Verdunstung, Wolken, Regen, Flüsse und Meere. Er glaubt dabei an ein zum Teil durch die Wasserkonsumtion des organischen Lebens verursachtes Defizit, welches einer jährlichen Senkung der Meeresoberfläche von etwa einem halben Zoll entspräche. Dieses Defizit ersetzen nach ihm die Komete.

Indem uns E. SWEDENBORG ²⁾ 1719 Gründe für ein Zurückweichen der Ostsee darlegt, bezweifelt er augenscheinlich die Existenz unterirdischer Gewässer, und versucht er das Zurückweichen der Ostsee durch die starken Gezeiten vergangener Zeitalter zu erklären. Seine Erklärungen der Wasserstandsschwankungen der See Vänern sind wohl hiermit zusammenzustellen. Er beweist hier durch sichtlich falsche Messungen und Schätzungen ³⁾, dass der Niederschlag nicht genügt diese Schwankungen hervorzurufen, er für sein Teil glaubt an grosse, periodische Deformationen der Oberfläche dieser See.

Das folgende Zeitalter widmet seine Arbeit zunächst der Wasserabnahme in der Ostsee ⁴⁾, dabei machen sich aber eigentlich keine hydrographischen Gesichtspunkte geltend. AND. CELSIUS ⁵⁾ will hierbei 1743 sowohl die Auffassung von HJÄRNE wie die von NEWTON gelten lassen, indem er jedoch jener vielleicht den Vortritt gibt. Von dieser Wasserabnahme sehr interessiert, richtet sich der Arzt N. GISSLER ⁶⁾ in Härnösand einen Pegel ein und spricht auf Grund seiner Beobachtungen 1747 als erster den Satz von der Wirkung des Luftdruckes auf den Wasserstand aus: bei hohem Luftdrucke

¹⁾ URBAN HJÄRNE: En kort anledning etc. Stockholm 1694, und Den korta anledningarna etc. besvarad etc. Stockholm 1702.

²⁾ E. SWEDENBORG: Om vatnens högd och förra världens starcka ebb och flod. Bewis utur Sverige. Stockholm 1719.

³⁾ Siehe hierüber auch A. WALLÉN: Vänerns vattenstandsvariationer. Meddelanden från Hydrografiska Byrån. I. Stockholm 1910. S. 7—8.

⁴⁾ Eine Zusammenfassung der Ansichten über diese Fragen gibt R. SIEGER: Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin. Bd XXVIII, Nr I. Berlin 1893.

⁵⁾ A. CELSIUS: Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersjön som Westerhafvet. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. 1743. S. 46.

⁶⁾ N. GISSLER: Anledning att finna hafvets affall för vissa år. K. Svenska Vetenskaps Akad. Handl. Stockholm 1747. S. 142.

tiefer Wasserstand und umgekehrt. Auch er glaubt an Löcher im Meeresboden und an unterirdische Gewässer.

Am Ende des siebzehnten Jahrhunderts haben englische Seeleute in den dänischen Sunden und im Anfang des achtzehnten bei Gibraltar Beobachtungen gemacht ¹⁾, welche auf Strömungen in Meeresengen in zwei Schichten von entgegengesetzter Richtung schliessen lassen; später wurden gleichartige Beobachtungen vom Grafen MARSIGLI im Bosporus gemacht ²⁾. Auf Grund dieser Beobachtungen traten verschiedene Ansichten über die Art des Wasseraustausches in Meeresengen, speziell den mittelmeerischen, hervor. In diese Polemik, zunächst gegen BUFFON sich richtend, greift 1755 WAITZ ³⁾ in Cassel ein, indem er dem Schwarzen Meere ein Bewegungssystem zuschreibt, das demjenigen des Mittelmeeres entgegengesetzt ist: infolge des die Verdunstung überwiegenden Niederschlages auswärtsgelungene Bewegungen in den oberen, verhältnismässig weniger salzreichen Schichten und einwärtsgehende Bewegungen in den unteren Schichten; eine im ganzen zutreffende Deutung. Obgleich er nicht direkt etwas über die Ostsee äussert, ist man geneigt anzunehmen, dass er von derselben auch diese im ganzen richtige Vorstellung hegt.

Seit dieser Zeit ist die jetzt geltende Auffassung von der Natur der Meere als die richtige anerkannt worden: die Meere werden als in ihren Betten abgegrenzte Wassermengen betrachtet, Ab- und Zuflüsse durch den Meeresboden werden als ganz lokale Erscheinungen auf Einsickerung, Quellen oder Grundwasser zurückgeführt, der Kreislauf des Wassers vollzieht sich durch die Atmosphäre und die Flüsse.

WAITZ erwünscht in seiner Abhandlung Bestimmungen von der Dichte des Meereswassers in verschiedenen Tiefen. J. C. WILCKE ⁴⁾ unternimmt solche Bestimmungen, er konstruiert einen Wasserschöpfer (der mir bekannte erste ist von dem Engländer Dr. HOOK ⁵⁾ Ende des siebzehnten Jahrhunderts angegeben), mittels dessen er in der Tat für den Öresund grösseres spezifisches Gewicht in den unteren als in den oberen Schichten findet. Eine ganze Reihe von ihm bei Karlskrona angestellter Beobachtungen ergibt bei Landwind höheren Salzgehalt als bei Seewind ⁶⁾. Inwiefern er sich aus diesen Ergebnissen eine ausgeprägte Vorstellung über die Erscheinungen im Meere bildet, kann ich nicht entscheiden. Dieser Wasserschöpfer wird auch von dem Übersuperkarg der Schwedischen Ostindischen Compagnie, dem Finländer P. J. BLADH bei einer Reise zwischen Stockholm und Kaskö angewendet ⁷⁾. Für das Oberflächenwasser bestimmt er das spezifische Gewicht, wie es scheint, annähernd richtig. Dagegen findet er auf 20 und 40 m Tiefe an verschiedenen Orten, wo wir jetzt einen um 1—2 ‰ höheren Salzgehalt als an der Oberfläche vorfinden, denselben Salzgehalt wie für die obersten Schichten. Dieses stimmt sehr gut mit der Anschauung überein, welche allmählich während seiner Reisen heranreift: ⁸⁾ in den Meeren wohl verschiedener Salzgehalt an verschiedenen Orten,

¹⁾ The Philosophical Transactions and Collections, Abridg. Vol. II, 1665—1700, S. 288, und Vol. VI, 1720—1735, P. II, S. 113

²⁾ MARSIGLI: Histoire physique de la mer. Amsterdam 1725.

³⁾ WAITZ: Undersökning om orsakerna hvarföre vattnet i Atlantiska hafvet altid strömmar in i Medelhafvet genom sundet vid Gibraltar. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Stockholm 1755. S. 27.

⁴⁾ J. C. WILCKE: Beskrifning på ett instrument at uphämta vatten ifrån större djup utur hafvet. Med rön om hafsvattnets värma och tyngd på olika djup uti Öresund. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Stockholm 1771. V. XXXII. S. 60.

⁵⁾ Philosophical Transactions and Collections, Abridg. Vol. II, 1665—1700. London. S. 260.

⁶⁾ J. C. WILCKE: Om Landskrona hamn enl. observationer 1749—1770. Utdrag och sammanfattning af WILCKES MS Öfversigt af K. Svenska Vetensk. Akad. förh. 1849. S. 285.

⁷⁾ J. P. BLADH. Rön om vattnens värme och specifika tyngd uti Ålands haf och Botniska Viken. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. XXXVII. 1776. Stockholm. S. 324.

⁸⁾ J. P. BLADH. Anmärkningar och Rön vid hafsvattnets sälla och egentliga tyngd på djupet. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. 1781. Stockholm. S. 107.

aber an jedem einzelnen Orte, einige enge Strassen ausgenommen, derselbe Salzgehalt im ganzen Wasserpfeiler von der Oberfläche bis zum Boden (1781).

Die eben erwähnten Resultate fügen sich gut in die zusammenfassende Schilderung, die der Admiral NORDENANCKAR ¹⁾ uns in seiner Antrittsrede in der schwedischen Wissenschafts-Akademie 1792 gibt. NORDENANCKAR, dessen Auffassung in manchem das Gepräge der Spekulation an sich trägt, sieht in der Ostsee ein Binnenmeer, welches das Wasser der dahin einmündenden Flüsse (er zählt ihrer 250) akkumuliert hat. Es hat sich einen Weg zu den Weltmeeren gebahnt, hat aber in Folge der steten Zufuhr noch immer nicht das Gleichgewicht mit dem Ozeane erreicht. Dieser Zustand nähert sich indessen mehr und mehr, daher die Wasserabnahme. Alle Ströme werden alsdann als sich in einem grossen Flussbette vollziehend und in der ganzen Wassermasse auswärts gerichtet geschildert, es wird hervorgehoben, dass Stürme, jedoch nur selten, meistens in den kalten Jahreszeiten, im Stande sind den Strom aufzudämmen oder umzuwerfen; hierin wird wohl nach NORDENANCKAR die Ursache zu dem in der Ostsee vorgefundenen Salzgehalt zu suchen sein. NORDENANCKAR weist auch auf eigene Beobachtungen hin. Längs der Küste Schwedens ist ja der auswärtsgehende Strom vorherrschend; fügen wir nun die Ansicht von der Homogenität des Meerwassers an jedem einzelnen Orte, sowie die Theorie von der Wasserabnahme hinzu, so scheint eine solche Zusammenfassung wahrscheinlich genug. Diese Anschauung hat sich auch sehr lange erhalten; noch in den letzten Jahren des neunzehnten Jahrhunderts finden wir in Segelhandbüchern diese Schilderung von NORDENANCKAR beinahe Wort für Wort wiedergegeben. Auch die Tiefwasserproben von BLADH, welche dazu beigetragen haben, werden noch spät angeführt um erwachende Zweifel zu widerlegen.

Diese Ansicht von der Homogenität des Ostseewassers von der Oberfläche bis zum Boden an jedem einzelnen Orte scheint auch N. G. SCHULTÉN ²⁾ zu teilen, als er 1806 die Abhängigkeit des Wasserstandes vom Barometerstande prüft, ebenso A. v. HUMBOLDT ³⁾ 1834 und G. G. HÄLLSTRÖM ⁴⁾ 1842. So auch ERDMAN und LOVÉN ⁵⁾; sie bezeichnen die Ostsee als eine grosse Flussmündung, wobei sie sich unter anderem auf eine, wie es sich später gezeigt hat, fehlerhafte Bestimmung von WOLDSTEDT ⁶⁾ stützen, welche den Wasserstand im Bottnischen Meerbusen bei Uleåborg 16 Fuss höher als im Finnischen Meerbusen angibt. Andere Forscher ⁷⁾, welche nach und nach solche Bestimmungen des spezifischen Gewichtes oder des Salzgehaltes unternehmen, tun es hauptsächlich um die Zahlenwerte festzustellen.

Der Däne, Professor G. FORCHHAMMER ⁸⁾ macht in den Jahren 1850—1860 seine ausführlichen und grundlegenden Analysen von Wasser aus verschiedenen Meeren und Tiefen. Er findet dabei für alle Stationen der Ostsee, eine einzige ausgenommen, mit zunehmender Tiefe höheren Salzgehalt; er

¹⁾ J. NORDENANCKAR: Tal om strömgångarna i Östersjön. K. Svenska Vetensk. Akad. Presidietal. 18 jan 1792. Übersetzt von GRÖNING. Leipzig 1795.

²⁾ N. G. SCHULTÉN: Försök att förklara orsaken till vattnets stigande och fallande samt derigenom uppkommande strömdrag i Östersjön. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. 1806. S. 77.

³⁾ A. v. HUMBOLDT, Poggendorffs Annalen der Physik XXXIII. S. 224.

⁴⁾ G. G. HÄLLSTRÖM: Bemerkungen über das zeitweise Steigen und Fallen der Ostsee und des Mittelmeeres. Pogg. Ann. Bd 132. 1842. Übersetzt aus Acta Soc. Scient. Fenn. I. 1842.

⁵⁾ ERDMAN & LOVÉN: Östersjöns medelnivå. Öfversigt af Svenska Vetenskaps Akademiens förh. 1850. S. 36.

⁶⁾ I. WOLDSTEDT: Die Höhen der Dreieckspunkte der Finnländischen Gradmessung über der Meeresfläche. Acta Soc. Scient. Fenn. T. III. S. 159.

⁷⁾ Siehe z. B. diese Schriftfolge Nr 1, S. 1.

⁸⁾ G. FORCHHAMMER: Sövandets Bestanddele og deres Fordelning i Havet. Inbydelsesk. t. Kjöbenhavns Univ. etc. Kjöbenhavn 1859, u. a. Abh.

folgt weiter für den Sund eingehenden Strom längs dem Boden und ausgehenden längs der Oberfläche, er deutet dabei an, dass diese Anschauung auch auf die Ostsee anzuwenden sei und vergleicht die Ostsee mit einem Fjord ¹⁾, ein Gleichnis, das in mancher Hinsicht wohl nicht zutreffend ist, aber immerhin gegen den früheren Vergleich mit einem Flusse einen grossen Fortschritt bedeutet. Die erwähnte Ausnahme im Salzgehalt versucht er damit zu erklären, dass die tiefer gelegene, weniger salzige Schicht wesentlich aus kaltem Nevawasser bestehe; in der Tat liegt hier ein Fehler in der Rechnung vor.

1861, also beinahe gleichzeitig, äussert der Finländer A. STJERNCREUTZ ²⁾ seine Zweifel über die Richtigkeit der von NORDENANCKAR gegebenen Darstellung. Er geht dabei von Strombeobachtungen aus, welche er bei verschiedenen Gelegenheiten selbst gemacht hat. FORCHHAMMERS Arbeiten sind ihm nicht bekannt, er glaubt im Gegenteil an die Homogenität des Meerwassers in vertikaler Richtung, und da auch die Auffassung von dem höheren Wasserstande der inneren Ostsee zu dieser Zeit besteht, kommt es bei ihm zu keinem endgültigen Bruch mit der Anschauung von NORDENANCKAR; er versucht es die Erklärung zu verbessern, führt aber so zu sagen die Epizykeln ein. Nach seiner Auffassung geht der konstante auswärtsgehende Strom längs dem Boden; in den oberen Schichten, jedoch nur zu einer Tiefe von ein paar Metern, herrscht ein zufälliger Strom, der dem Winde folgt. In der Tat ist ja der Oberflächenstrom in unseren Gewässern in hohem Grade vom Winde abhängig, und die resultierende Wasserversetzung ist nur aus systematischen, an mehreren Orten während längerer Zeit fortgesetzten Beobachtungen zu ersehen.

Das Material, auf welchem die Auffassung der hydrographischen Erscheinungen bis zu dieser Periode gefusst hat, bestand zunächst aus allgemeiner Seemannserfahrung und Analysen von dem Oberflächenwasser an den Küsten, es sind dieser nämlich eine ganze Menge gemacht worden, hauptsächlich um die Zahlenwerte festzustellen. Da ja aber der gegen den Boden zunehmende Salzgehalt eine der hervortretendsten Folgen der in der Ostsee herrschenden Wasserzirkulation ist, wirkt es nicht befremdend, dass die erwähnten, fehlerhaften Wasserproben von BLADH einige Verwirrung hervorgerufen haben. FORCHHAMMERS Arbeit, die erste, welche einige gute Bestimmungen von verschiedenen Tiefen gibt und in groben Zügen den wirklichen Charakter der Wasserumsetzung andeutet, bedeutet einen Wendepunkt. Unsere jetzige Auffassung wird alsdann durch Untersuchungen der Verhältnisse in offener See gewonnen und bestätigt. Und hierbei ist es ein allgemeiner, kultureller Fortschritt, das Hervortreten der Dampfschiffe, der das Meer zugänglicher macht und eine systematische Arbeit in früher nicht geahntem Umfange gestattet.

Als vollständig entscheidend wurden, wie es scheint, jedoch nicht die von FORCHHAMMER gegebenen Werte von seiner Mitwelt angesehen. Als der Schwede, Prof. F. L. EKMAN mit dem Gedanken an die Möglichkeit Meeressalz zu gewinnen an der Westküste von Schweden eine Reihe von Untersuchungen macht ³⁾, welche eine Schichtung des Meeres ergeben, fügt er bei der Veröffentlichung dieser Beobachtungen 1870 eine Zusammenfassung der bekannten Salzgehalte für verschiedene Teile der Ostsee hinzu und äussert als seine Ansicht, dass die Veränderungen längs der Oberfläche von Torneå bis Skåne sprungweise und nicht gradweise vorsichgehen, und bemerkt, dass man nur sehr wenig von dem Salzgehalte

¹⁾ G. FORCHHAMMER: l. c. S. 47—48.

²⁾ A. STJERNCREUTZ: Anmärkningar rörande strömmarna i Östersjön. Acta Societatis Scientiarum Fennicae, VI. 1861 Helsingfors.

³⁾ F. L. EKMAN: Om hafsvattnet utmed Bohuslänska kusten. K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Bd 9, N:o 4. Stockholm 1870.

in den tieferen Schichten weiss. In dieser Arbeit und auch noch etwas später erhält man den Eindruck, dass EKMAN das Meerwasser in der offenen Ostsee wenigstens als beinahe homogen ansieht.

Indessen gewinnt die Auffassung eines Doppelbewegungssystems mit eingehendem, salzigerem Wasser längs dem Boden und ausgehendem, salzärmerem längs der Oberfläche Bestätigung nicht nur durch die Salzgehaltsverteilung sondern auch durch die Temperaturverhältnisse, wie sie die Untersuchungen des Privatgelehrten D:r H. A. MEYER ergeben. Diese Untersuchungen, unternommen um die Beziehungen zwischen gewissen hydrographischen und faunistischen Verhältnissen zu erforschen, werden später von D:r MEYER und von Prof. G. KARSTEN bearbeitet¹⁾, wobei sie es versuchen die auf die Wasserzirkulation einwirkenden Faktoren systematisch festzustellen und manche neue Anregungen geben (1870). Diese Untersuchungen erstrecken sich nur auf die dänischen Gewässer und die westliche Ostsee; die Bearbeitung enthält aber auch die Resultate der von dem russischen Forscher SAENGER im Finnischen Meerbusen bei Reval in verschiedenen Tiefen gemachten Messungen von Temperatur und Salzgehalt. Auf Grund dieser Messungen und der schon früher erwähnten Analysen von FORCHHAMMER wird die Gültigkeit dieses Doppelbewegungssystems auf die ganze Ostsee erstreckt.

Was die eigentliche Ostsee betrifft, so gibt die deutsche Pommeriana-Expedition von 1873²⁾ ein ausführliches Beweismaterial für die Richtigkeit des doppelten Bewegungsschemas. Einen gleichen Beweis für den Bottnischen Meerbusen gibt uns der finnische Fischerei-Inspekteur, D:r O. NORDQVIST³⁾ 1888 durch die Ergebnisse seiner Expedition von 1887.

1893 erscheint im Drucke, von Prof. OTTO PETTERSSON⁴⁾ herausgegeben, das Resultat der grossen schwedischen, von F. L. EKMAN verangestalteten und geleiteten Expedition im Jahre 1877, bei welcher ganze Reihen von Messungen an ca 200 verschiedenen Orten in dem Bottnischen Meerbusen, der Ostsee, den dänischen Gewässern, dem Kattegat und dem Skagerack angestellt wurden. Hierdurch wird erst eine eingehendere Kenntnis der Hydrographie des Bottnischen Meerbusens und der nördlichen Ostsee gewonnen. Weiter liegt in höherem Grade als je früher dieser Expedition das Streben zu Grunde eine möglichst synoptische Abbildung der Verhältnisse zu erhalten. Bei der Erläuterung der Bewegungserscheinungen wird auch hier das Schema mit eingehendem Bodenstrom und ausgehendem Oberflächenstrom bestätigt.

Die Erklärung zu diesen Erscheinungen wird in der angenommenen Neigung der Oberfläche der Ostsee gesucht; der ausgehende Strom wird mit einem Flusse mit ausgeprägtem Strombette, der beinahe die ganze Breite des Meeresgebietes einnimmt, verglichen, und der eingehende Strom wieder als Reaktionsstrom betrachtet. Die Gasanalysen von 1891 und 1893⁵⁾ rufen sodann die Auffassung hervor, dass der Bodenstrom zu der zentralen Ostsee versiegt sei, eine Auffassung, welche in der Encyklopedie „Nordisk Familjebok“ von 1894 die Ostsee als ein Meer darstellt, in welchem die Schichten unter 70 m stagnierend sind, diese Stagnation jedoch nicht von geologischem Alter.

Schliesslich erscheinen 1894 die vom Admiral S. MAKAROFF⁶⁾ im Finnischen Meerbusen ausgeführten Untersuchungen. Diese geben die erste etwas ausführlichere Kenntnis von den Schichtungsverhält-

¹⁾ H. A. MEYER: Untersuchungen über physikalische Verhältnisse des westlichen Theiles der Ostsee. Ein Beitrag zur Physik des Meeres. Kiel 1871.

²⁾ Die Expedition zur phys. etc. Untersuchung der Ostsee im Sommer 1871 auf Pommerania etc. Kommission z. wiss. Unters. d. Deutschen Meere. Berlin 1873.

³⁾ O. NORDQVIST: Iakttagelser öfver hafsvattnets salthalt och temperatur i Finlands sydvästra skärgård och Bottniska viken sommaren 1887. Finska Vetenskaps-societeten's Bidrag t. kännedom af Finlands natur och folk. H. 46. Helsingfors 1888.

⁴⁾ F. L. EKMAN & OTTO PETTERSSON: Den svenska hydrografiska expeditionen år 1877. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Bd 25. Nr 1. Stockholm 1893.

⁵⁾ O. PETTERSSON: Redogörelse för de svenska hydrografiska undersökningarna åren 1893—94. Bih. t. Svenska Vetensk. Akad. Handl. Bd 19. Afd. II. Nr 4. Stockholm 1894.

⁶⁾ S. MAKAROFF: Le Vitiáz et l'Océan pacifique. St: Petersburg 1894.

nissen in dem Finnischen Meerbusen und bestätigen auch im grossen das erwähnte Bewegungssystem. Für den bis dahin ununtersuchten Teil des baltischen Gebietes, den Riga-Busen und die angrenzenden, kleineren Gewässer, gibt uns die Untersuchungsfahrt des russischen Hydrographen, D:r A. LEBEDINTSEFF ¹⁾ die entsprechenden Resultate.

Die obenan geschilderten Untersuchungen gaben eine Orientierung in groben Zügen von der Art der hydrographischen Erscheinungen in dem Ostseebecken. Ein wirkliches Eindringen in die Ursachen und das Wesen dieser Erscheinungen gestatteten sie ebenso wenig, wie sie auf eine Menge Fragen hydrographischer und auch rein praktischer Art Antwort zu geben vermochten. Dagegen trugen sie dazu bei, neue Fragestellungen hervorzurufen, auch in Fragen ganz zentraler Natur, sowohl in hydrographischer, wie in klimatischer und biologischer Beziehung u. s. w., und es ergab sich, dass für deren Beantwortung ein reicheres und mannigfältigeres Beobachtungsmaterial erforderlich sei. Infolge der inneren Abhängigkeit zwischen den Verhältnissen in den verschiedenen Meeresgebieten waren vor allem gleichzeitige, gleichförmige und regelmässige Untersuchungen in den einzelnen Gebieten von grösster Bedeutung. Um eine Arbeit in so weitem Umfange zu ermöglichen, war eine Kooperation von mehreren Küstenländern notwendig.

So wurde schon 1892—1894 unter der gemeinsamen Arbeit von Schweden, Dänen und Deutschen die Ostsee auch in anderen Jahreszeiten als im Sommer untersucht; ein Ergebnis dieser Arbeit war es, dass Prof. O. KRÜMMEL ²⁾ auf die homohaline deckende Schicht der eigentlichen Ostsee, innerhalb welcher sich der wesentlichste Teil der Variationen im Jahre abspielt, die Aufmerksamkeit lenkte.

Das anhaltende Streben für gemeinsame Arbeit, zu dessen zielbewussten, eifrigsten Vertretern Prof. O. PETTERSSON gehört, ergab die seit 1902 existierende, internationale Zusammenschliessung zur Erforschung der nordeuropäischen Meere ³⁾.

In Finland wurde die Initiative zu regelmässigen, hydrographischen Arbeiten mittels Fahrten in offener See von Prof. TH. HOMÉN ergriffen ⁴⁾. Von einigen einzelnen Arbeiten, darunter die oben erwähnten, abgesehen, finden wir früher das Interesse von der zunehmenden Winterseefahrt zunächst auf die Eisverhältnisse gelenkt ⁴⁾. Die hydrographische Arbeit wurde in den ersten Jahren 1898—1902 mit geringeren Mitteln ausgeführt, bis Anfang Mai 1902 der Finnischen Sozietät der Wissenschaften ein Posten im Staatsbudget bewilligt, die Hydrographisch-Biologische Meeresuntersuchungen genannte Organisation eingerichtet, und ein Untersuchungsdampfer gebaut wurde. Zu gleicher Zeit traten auch die finnischen Untersuchungen als ein Glied in die eben beginnende, internationale Arbeit zur Erforschung der Ostsee, der Nordsee und des Nordmeeres ein.

Nachdem die Frage von dem Errichten eines hydrographischen Beobachtungsnetzes an festen Stationen einige Jahre unter Diskussion gewesen war, wurden vom Anfang 1900 solche Beobachtungen an Feuertürmen und Feurschiffen von der Finnischen Sozietät der Wissenschaften und dem Lotsenamte eingeführt ⁵⁾. Diese Beobachtungen umfassten Luft- und Wassertemperatur, auch in der Tiefe, Wind, Strom, Eisverhältnisse und Seegang, und sind sie allmählich erweitert worden, so dass jetzt auch Salzgehalt und Strom in der Tiefe bestimmt werden.

¹⁾ A. A. Лебединцевъ: Гидрологическія и гидрохимическія изслѣдованія восточной части Балтійскаго Моря въ августъ—сентября 1908 г. С. П. Б. 1910.

²⁾ O. KRÜMMEL: Zur Physik der Ostsee. Petermanns Mitteilungen. 41 Bd. 1895. S. 81—86 u. 111—118.

³⁾ Das Beobachtungsmaterial und einige Ergebnisse dieser Kooperation sind in den von dem Conseil permanent international pour l'exploration de la mer herausgegebenen Schriften niedergelegt: Bulletin des Résultats etc., Bulletin hydrographique, Bulletin planktologique, Bulletin statistique, Rapports et Procès verbaux u. Publications de Circonstance. Kopenhagen 1902 u. f.

⁴⁾ Siehe diese Schriftfolge Nr 1, S. 1—13.

⁵⁾ Siehe diese Schriftfolge Nr 1, S. 8.

3. Benennungen, Grössenverhältnisse.

Finland wird im Süden und Westen von der Ostsee und deren zwei Ausläufern, den Finnischen und Bottnischen Meerbusen eingerahmt.

Zwischen dem Finnischen Meerbusen und der Ostsee gibt es kein ausgeprägtes Übergangsgebiet, keine Abschnürung, Bank oder dergleichen, noch weniger eine natürliche Grenze; als konventionelle Grenze ist indessen die Linie Hangöudd—Odensholm angenommen worden. Das zentrale Tiefenbecken der eigentlichen Ostsee streckt sich in der Form eines schiefen *T* von der Gegend nördlich von Danzig nach Bogskär und von der Gegend zwischen Gottland und Schweden bis in den Finnischen Meerbusen. In dem zentralen Teil, östlich von Gottland, gibt es Tiefen von 250 m, und vor Landsort solche von bis 430 m. In der Richtung gegen den Finnischen Meerbusen nehmen die Tiefen bei wenigem ab. Auf 59° N Lat. und 21° E Long. treffen wir höchstens 180 m an, und auf der Strecke Hangöudd—Odensholm höchstens 100. Auf der Strecke Helsingfors—Wrangel finden wir nur einzelne Tiefen von über 100 m vor. In dieser Gegend erreicht die eigentliche Tiefenrinne nur bis ca 80 m Tiefe, bei Hogland finden die Wasserschichten auf ca 60 m noch freien Durchgang, zwischen Vederlaks und Seeskär schliesst sich die 40 m Isobathe und vor Ino werden nur 20 m gemessen. Die Tiefenrinne liegt in dem westlichen Teil des Meerbusens, bis 26° E Long. viel näher an der russischen Küste als an der finnischen, weiter nach Osten streckt sie sich beinahe längs der Mitte des Busens südlich von Hogland, und sowohl die Wiburger Wiek wie der Ausläufer nach Kronstadt sind als direkte Fortsetzungen dieser Rinne zu betrachten. Auf einer Tiefenkarte ¹⁾ können wir dem Bodenverlaufe folgen, wir sehen dabei, dass die Steigung des Bodens gegen den inneren Teil des Busens keineswegs gleichmässig ist, im Gegenteil verlaufen die Isobathen speziell im Vergleich mit der Küstenkontur recht unregelmässig. Man hat sich hierbei noch zu vergegenwärtigen, dass infolge ungenügender Lotungen weiter von der Küste die Karten die Bodenkonfiguration sicherlich gleichmässiger darstellen, als sie sich in der Wirklichkeit gestaltet. Innerhalb des Gebietes von der finnischen Küste ungefähr bis zur Achse der Tiefenrinne haben wir uns den Boden beinahe eben so unregelmässig zu denken, wie in den finnischen Schären oder landeinwärts bei der Südküste überhaupt. Südlich von dieser Achse, wenn wir sie von der Gegend zwischen Hogland und Tytärsaari ungefähr bis Björkö fortgesetzt denken, ist der Boden viel ebener und gleicht im grossen der Erdoberfläche an der russischen Küste.

¹⁾ In dieser Schriftfolge sind von mir entworfene Tiefenkarten veröffentlicht, in Nr 1 für die Ostsee (Isobathen 0, 20, 50, 100, 200 m etc.), in Nr 2 für den Bottnischen Meerbusen (Isobathen 0, 20, 40, 60, 80, 100, 150, 200 m). In Atlas de Finlande, 1910 findet sich unter Nr 11 eine für den Finnischen Meerbusen geltende Karte mit den eben hergezählten Isobathen.

Wollten wir den Meerbusen in hydrographischer Hinsicht in kleinere Gebiete teilen, könnten wir unter den angedeuteten Grenzen wählen, welche wir ungefähr bei jedem ganzen Longitudgrade vorfinden, nämlich den Banken bei 24°, 25° und 26° E Long., denjenigen über Hogland und Tytärsaari bei 27° und denjenigen von den Kurgalo-Riffen nach Vederlaks zu bei 28°. Weiter hätte man durchgehend zwischen der nördlichen und südlichen Böschung der Tiefenrinne zu unterscheiden.

Die nördliche Ostsee hat einen gleichartig wechselnden Boden, der bei wenigem gegen die Gewässer südlich und östlich von Åland steigt. Die Gewässer um Åland herum grenzen in hydrographischer Hinsicht den Bottnischen Meerbusen recht effektiv von der Ostsee ab und tragen auch ihren eigenen ausgeprägten Charakter.

Das Schärenmeer zwischen Åland und Finland, zum ersten Male von D:r O. NORDQVIST mit diesem Namen gekennzeichnet, ist ein von unzähligen Inseln und Schären erfülltes Gebiet, von Meeresengen und Rinnen verschiedener Tiefe durchschnitten. Wir finden hie und da Tiefen von 100 m vor, oft sind die Rinnen durch Bodenschwellen von 20—30 m Tiefe abgeschnitten. Für das Oberflächenwasser ist jedoch zwischen 20° 30' und 21° 30' E Länge der Durchgang nicht besonders erschwert, für Schichten unter 30 m ist er aber unmöglich.

Die Gewässer westlich und südwestlich von Åland, das Ålandsmeer, haben wieder ein ganz anderes Gepräge. Wir haben hier ein offenes Gebiet mit sehr grossen Tiefen. Innerhalb dieses Gebietes liegt auch die grösste Tiefe (301 m) der ganzen Ostsee nördlich von 59° N Br. Eine natürliche Grenze zwischen der eigentlichen Ostsee und dem Ålandsmeer ist die Bank, welche von der Gegend Utö—Kökar, nördlich von Bogskär bei ca 59° 40' N Lat., nach der schwedischen Küste hinüberläuft und, von einigen Vertiefungen von geringerer Ausstreckung abgesehen (z. B. die Tiefe bei Bogskär), sich ziemlich langsam nach der Tiefenrinne der Ostsee neigt. Der längs dieser Bank sehr unebene Boden besteht zum grössten Teile aus Felsengrund und grossen Blöcken; es können hier die Lotungen auf einem Abstände von nur einer Schiffslänge sich mit 20, sogar 30 m von einander unterscheiden. Für diese Gegend gibt es nur wenig Lotungen, für recht grosse Gebiete sind gar keine vorhanden. Es kann jedoch ziemlich sicher behauptet werden, dass bei der Mitte dieser Bank den Wasserschichten bis 40 m Tiefe der Weg recht offen steht, wir müssen sogar annehmen, dass nordöstlich von Bogskär eine über 50 m tiefe Rinne die Bank durchschneidet. Die Fortsetzung dieser Rinne geht dann an Tiefe immer zunehmend in ein sich in der Richtung E—W streckendes Tiefengebiet südlich von Lågskär—Flötjan über, das südlich von Flötjan bis ca 180 m und etwas östlicher nach alten Seekarten ca 240 m erreicht. Dieses Tiefengebiet nebst den umgebenden seichteren Gewässern bildet den Südteil des Ålandsmeeres. Dieser wird von dem nördlichen und grösseren Teile durch eine Bank abgegrenzt, welche bei Lågskär und Flötjan über die Meeresfläche steigt und sowohl östlich wie westlich von diesen Inseln ca 70 m als grösste Schwellentiefe hat. Durch diesen nördlichen Teil streckt sich S-förmig längs der Küste von Åland eine Tiefenrinne, welche im Süden als grösste Tiefe 218 m misst und nördlich wieder zwischen Eckerö und Grisslehamn eine höchste Tiefe von 301 m hat. Diese Tiefe liegt schon innerhalb des so genannten Südlichen Kvarks, welcher, undeutlich abgegrenzt, einen Übergang zwischen dem Ålandsmeer und dem Bottnischen Meerbusen bildet. Von hier streckt sich die Rinne weiter in die Bottensee, welche sonst längs ihrer Südküste seicht ist. Bei dem schwedischen Feuerschiffe Grundkallen wird die Rinne sehr schmal und ist hier mit ihrer Tiefe von über 100 m mit dem Vaddö-Kanal an der schwedischen Seite zu vergleichen. Mit ihrer kleinsten Tiefe, 80 m, mündet diese Rinne schliesslich in das Tiefenbecken der Bottensee aus.

Die Bottensee, der südliche, grössere Teil des Bottnischen Meerbusens, wird ihrer ganzen Länge nach von einem tieferen Gebiet von über 80 m durchzogen. In der Mitte, wo das Gebiet am seichtesten ist, liegt es näher an der finnischen Küste als an der schwedischen. In seinem südlichen Ende vor Raumo erreicht es seine grösste Tiefe von etwa 130 m. Nördlich liegt das tiefste Gebiet dicht an der

angermanländischen Küste. Ältere Seekarten geben bis 294 m an, bei den finnischen hydrographischen Terminfahrten sind indessen höchstens 254 m angetroffen worden. Der südwestliche Teil der Bottensee ist verhältnismässig seicht. Hier streckt sich von der Gegend bei Gäfle über ein Drittel der ganzen Breite der See eine Bank, deren Tiefe kaum an irgend einer Stelle 30 m übersteigt und an der Mitte bei dem Feuerschiffe Västra Finngrundet keinen vollen Meter misst. In der Nähe von ihrem äusseren Ende, bei dem Östra Finngrundet, hebt sich die Bank wieder bis ca 3 m von der Oberfläche. Nordwärts von dieser Gegend bis in die nördliche Hälfte der Bottensee streckt sich ein grosses, verhältnismässig seichtes Gebiet, das zwischen $61^{\circ} 0'$ und $61^{\circ} 20'$ N Lat. von zwei Rinnen durchzogen wird, die südlichere von ca 60, die nördlichere von ca 70 m Tiefe. In dem nördlichen Teil dieses Gebietes finden wir Wasser von ca 35 m vor. Vor Härnösand steigt der Meeresboden an einem einzelnen Orte bis 4 m unter der Oberfläche.

Der seichte Nördliche Kvark, innerhalb dessen die Seeleute einen westlichen und einen östlichen Kvark auf jeder Seite der langgestreckten, schwedischen Inselgruppe Holmö unterscheiden, grenzt das innere Tiefengebiet des Bottnischen Meerbusens, die Bottenwiek, von der Bottensee ab. Reichlich das Drittel des Nördlichen Kvarks ist an der finnischen Seite voller Schären, welche etwas weiter hinaus in Untiefen übergehen. Der nordwestliche Teil ist dagegen verhältnismässig rein; an der Ostseite von Holmö finden wir eine Schwellentiefe von ca 25, an der Westseite eine von ca 35 m vor.

Von dem Nördlichen Kvark sowie auch von der finnischen Küste neigt sich der Meeresboden recht regelmässig nach dem inneren der Bottenwiek. Ein grösseres Tiefengebiet, das wiederum in zwei oder mehrere geteilt werden könnte, liegt hier etwas nach der schwedischen Seite geschoben zwischen 64° und 65° N Lat., in diesem finden wir auch die grösste Tiefe der Bottenwiek, 145 m, vor. Die Bodenform ist in der Nordwestecke der Wiek unregelmässig, der Boden ist hier voller Schären und Untiefen. Mit der Bodenkonfiguration des Finnischen Meerbusens, des Schärenmeeres und der nördlichen Ostsee verglichen ist diejenige der Bottensee und der Bottenwiek doch als sehr eben anzusehen, wo keine ausgeprägte Schären vorhanden sind; am regelmässigsten ist sie in dem finnischen, östlichen und nordöstlichen Teil der Bottenwiek.

Wir bringen hier unten einige Angaben über Länge, Breite, Area, mittlere Tiefe und Volumen der einzelnen Meeresgebiete dar¹⁾.

Als Grenzen zwischen den Gebieten werden hierbei folgende Linien angenommen:

Zwischen der Bottenwiek und der Bottensee die Linie: Iskmo—Replot—Björkö—Lappören—Valsörarna— die Landspitze Haddingen;

Zwischen der Bottensee und dem Schärenmeere: die Linie Lokalahti—Kaurissalo—Landtö— die nördliche Landspitze bei Saltvik auf Åland;

Zwischen der Bottensee und dem Ålandsmeer: die Linie Eckerö—Långö—Märket—Märkeskallan—Norrskär—Ormö— die Nordwestspitze von Söderö;

Zwischen dem Schärenmeere und der Ostsee: die Linie Hangö—Vänö—Kalkskär—Utö—Föglöudd und gerade nordwärts gegen die Ostspitze des Degerö;

Zwischen dem Ålandsmeer und der Ostsee: Föglöudd — die Bank auf $59^{\circ} 39'$ N Lat. und $20^{\circ} 37'$ E Long. — die Bank $59^{\circ} 42'$ N Lat. und $20^{\circ} 19'$ E Long. — Röderskären—Rådmansö;

Zwischen dem Finnischen Meerbusen und der Ostsee: die Linie Spithamn—Odensholm—Hangöudd.

¹⁾ Für den Finnischen Meerbusen sind die Zahlen neu nach der Feldermethode berechnet; die übrigen Angaben sind in Nr 2 dieser Schriftreihe schon gegeben.

Meeresgebiet	Area km ²	Mittlere Tiefe m	Volumen km ³	Grösste bekannte Tiefe m
Die Bottenwiek.....	37 000	42	1 540	146
Die Bottensee	66 600	69	4 595	294
Das Schärenmeer	8 300	23	195	146
Das Ålandsmeer	5 200	77	405	301
Der Finnische Meerbusen	29 500	38	1 125	121

Die Länge der Bottenwiek von der Nordspitze des Holmö bis Torneå beträgt ca 270 km, ihre Breite zwischen Brahestad und Piteå ca 145 km, diejenige zwischen Lohteå und Bjuröklubb 95 km. Die Bottensee misst von Märket im Süden bis Skagsudde im Norden ca 350 km, quer über dem südlichen Teil von Raumo bis Söderhamn ca 230 km, quer über dem nördlichen Teil zwischen Kaskö und Härnösand nur 160 km. Das Schärenmeer misst in der Richtung Nord—Süd von Utö bis Gustafs Kirchspiel 80 km, die Breite zwischen Gustafs Kirchspiel und Åland beträgt ca 70 km, diejenige von Hangö bis Åland über 150 km, während das Ålandsmeer von der Bank nördlich von Bogskär bis Märket 90 km misst, und der kürzeste Abstand zwischen Åland und Schweden reichlich 35 km beträgt. Die Länge des Finnischen Meerbusens von Petersburg bis Hangöudd ist ca 420 km, und dessen Breite beläuft sich auf der Linie Narva—Vederlaks auf ca 120 km, auf der Linie Wulfö—Porkkala auf ca 45 km.

Den hier benutzten deutschen Namen entsprechen folgende schwedische und finnische Namen:

Deutsch	Schwedisch	Finnisch
Bottenwiek	Bottenviken	Perämeri
Nördlicher Kvark	Norra Kvarken	Merenkurkku
Bottensee	Bottenhafvet	Selkämeri
Südlicher Kvark	Södra Kvarken	Ahvenanrauma
Bottnischer Meerbusen	Bottniska viken	Pohjan lahti
Schärenmeer	Skärgårdshafvet	Saaristomeri
Ålandsmeer	Ålands haf	Ahvenanmeri
Finnischer Meerbusen	Finska viken	Suomen lahti
Ostsee	Östersjön	Itämeri

4. Übersicht der Wasserbewegungen.

Bevor wir ins Einzelne auf die Erscheinungen in unseren Meeren eingehen, mag hier eine Übersicht der Bewegungen innerhalb der verschiedenen Wasserschichten vorangehen; es sind nämlich eben die Versetzungen der Wassermassen, die in manchem Falle uns die Erklärung gewähren, auch wird die Auffassung vieler Nuancen in den Erscheinungen wesentlich erleichtert, wenn wir diese vom Anfang an in ihrem Zusammenhange mit den Wasserbewegungen und dadurch auch mit verwandten Zuständen in den angrenzenden Gebieten betrachten können. Wohl ist unsere Kenntnis der Bewegungen zu grossem Teile eben aus solchen Vergleichen gewonnen, sie fusst aber andererseits auch auf direkten Beobachtungen, wird von solchen weiter bestätigt, und wir werden ersehen, dass eben diese Kenntnis immer das eigentliche Gerippe in unserem ganzen Kenntnissysteme bleiben wird.

In der vorangehenden, geschichtlichen Darstellung haben wir beschrieben, wie sich die Kenntnis von den Erscheinungen entwickelt hat, und haben dabei hervorgehoben, dass sich eine bestimmte Vorstellung von dem Verlaufe der Wasserumsetzung herausgebildet hat. Nach dieser entfließt in den oberen Schichten das an den Küsten mündende Fluss- und Grundwasser sowie das der Meeresoberfläche zugeführte Regenwasser, welche zusammen die Abdunstung an der Oberfläche vielfach überwiegen; während in den unteren Schichten eine Zufuhr von Wasser höheren Salzgehaltes aus weiter nach aussen gelegenen Gebieten stattfindet, wobei in Folge der steten Ummischung die oberen Schichten unterwegs an Salzgehalt zunehmen, die unteren abnehmen. Diese Verteilung des Salzgehaltes ist der für die Ostseegewässer vor allem charakteristische Zug, und ihre Ursache, die Süßwasserzufuhr zu dem in Verbindung mit dem Weltmeere stehenden Meere, bleibt immer eine konstante primäre Bewegungsursache¹⁾, wenn auch bei einer näheren Erörterung Druckdif-

¹⁾ Es besteht ein bestimmter, sachlicher Unterschied zwischen der Süßwasserzufuhr und dem Andrang des Ozeanwassers als Strömungsursachen betrachtet. — Um sich diesen zu vergegenwärtigen denke man sich einen von diesen Faktoren weggenommen, den anderen beibehalten. Würde kein Süßwasser zugeführt oder nur so wenig, dass die Zufuhr eben der Verdunstung das Gleichgewicht hält, würde die Ostsee ihre jetzige charakteristische Schichtung und damit die wesentlichsten Züge ihrer Stromanordnung verlieren, auch die Windströme würden sich anders ausgestalten. Wenn man wieder die Süßwasserzufuhr beibehalten denkt, das Salzwasser aber wegnimmt, d. h. den Ozean mit Süßwasser gefüllt denkt, würde ein obwohl schwächeres, doch dem jetzigen, speziell in der wärmeren Jahreshälfte gleichartiges Stromsystem existieren; wir würden in den oberen Schichten eine auswärts gehende Bewegung finden müssen, denn das zugeführte Süßwasser, welches jährlich für die Bottenwiek und den Finnischen Meerbusen ca $\frac{1}{10}$ des ganzen Volumens beträgt, würde, in den oberen Schichten eingemischt, diese vergrößern und Dichtigkeitsunterschiede hervorrufen; dadurch würde auch die Wirkung der Luftströmungen der jetzigen ähnlicher als in dem zuerst berührten Falle. — Kurz: Die Süßwasserzufuhr verursacht eine Veränderung in der Quantität, die Verbindung mit dem Ozean hauptsächlich nur eine in der Qualität der Wasserfüllung der Ostsee.

ferenzen, Kraftfelder oder andere Begriffe verwendet werden. Ein Blick auf das Kartogramm 15, Tafel III gibt uns eine erste annähernde Vorstellung der Gestaltung dieser Süßwasserzufuhr.

Das von der Süßwasserzufuhr hervorgerufene Bewegungssystem finden wir im Frühling am deutlichsten ausgebildet: ausgehenden Strom beinahe längs der ganzen Oberfläche, eingehenden dem Boden entlang. Es sei hier gleich hervorgehoben, dass die Ströme nicht einmal hier als konstant betrachtet werden dürfen, sie wechseln sehr sowohl in Richtung wie in Stärke. (Siehe die blauen Ziffern auf Kartogr. 1—4, Tafel III, welche eine Art Mass der Strombeständigkeit geben.) In diesen Wechselungen äussert sich der andere grosse Ursachenkomplex, derjenige von Wind und Luftdruck. Im Frühling wechseln die Winde mehr und die Luftdruckdifferenzen sind klein, haben daher keinen entscheidenden Einfluss. Gegen Herbst hat sich aber die Stärkeverteilung verändert; die Süßwasserzufuhr ist geringer, die Luftdruckdifferenzen sind schärfer, und der resultierende Wind ist ausgeprägter, aus SW wehend; der zweite Ursachenkomplex greift entscheidend ein. Längs der finnischen Küste der Bottenwiek, sowie der russischen der Ostsee und des Finnischen Meerbusens finden wir eingehenden Strom, also eine der im Frühling herrschenden entgegengesetzte Bewegung, die meistens stärker ist, als die noch immer auswärts gerichtete, jetzt aber stärkere Bewegung längs der westlichen bzw. nördlichen Küste. Auch der eingehende Strom in den unteren Schichten ist etwas beeinflusst, etwas mehr nach rechts geschoben, in dem südwestlichen Teil der Bottensee sogar verdrängt.

Die Geschwindigkeit der Wasserversetzung an der Oberfläche ist von den 30—60 km per Monat des Frühlings zum Herbst in den ausgehenden Schichten zu 100—150 km im Monat gewachsen; in den einwärtsgehenden Oberflächenschichten erreicht die monatliche Versetzung zu dieser Zeit etwa 200—300 km.



5. Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt.

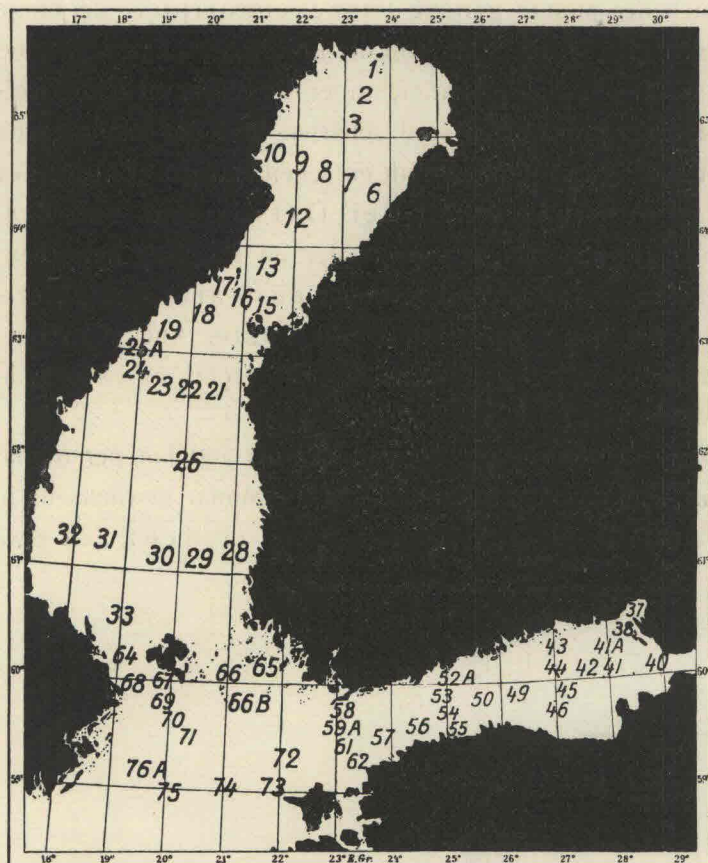


Fig. 1. Lage der Stationen.

Die folgenden Tabellen geben uns Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt in verschiedenen Tiefen an 63 regelmässig untersuchten Stationen für die drei Monate Mai, August und November in den Jahren 1904—1906. Für den Salzgehalt wird noch der Mittelwert der drei Monatswerte beige-fügt. Das in der Tiefenkolonne angebrachte B. bezeichnet „am Boden“. Die ausgesetzte Tiefe ist dabei auch ein Mittel der verschiedenen geloteten Tiefen.

Die in Abschnitt 15 eingeführten Karten-skizzen geben die Tage in den verschiedenen Monaten an, auf welche sich die folgenden Zahlen beziehen. Fig. 1 verdeutlicht die Lage der Stationen.

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 1. 1904—1906. 65° 38' N Br. 23° 45' E L.							
0	2.23	12.70	3.84	0.15	2.43	2.59	1.72
10	0.35	11.60	3.98	2.63	2.60	2.70	2.64
20	0.21	5.88	4.26	3.15	2.99	2.88	3.01
30	0.19	4.75	4.33	3.26	3.10	2.96	3.11
40	0.21	4.24	4.37	3.36	3.13	2.99	3.16
B. ¹⁾ (44)	0.22	4.18	4.37	3.41	3.16	2.99	3.19

1) B. bezeichnet am Boden.

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 2. 1904—1906. 65° 23.5' N Br. 23° 28' E L.							
0	1.01	13.30	4.48	1.51	2.67	3.14	2.44
10	0.20	10.53	4.70	3.03	2.93	3.15	3.04
20	0.04	3.97	4.94	3.28	3.33	3.23	3.28
30	0.18	2.23	6.14	3.35	3.43	3.31	3.36
40	0.35	2.26	5.16	3.41	3.46	3.31	3.39
50	0.29	1.88	5.18	3.45	3.55	3.40	3.47
60	0.30	1.60	4.66	3.47	3.59	3.42	3.50
70	0.28	1.26	4.54	3.49	3.65	3.42	3.52
B. (94)	0.26	1.41	3.72	3.51	3.70	3.57	3.59

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 3. 1904—1906. 65° 9' N Br. 23° 13' E L.							
0	0.75	12.91	4.35	2.95	2.76	3.00	2.90
10	0.98	12.72	4.54	3.18	2.77	3.07	3.01
20	0.29	6.16	5.11	3.41	3.30	3.28	3.33
30	0.29	2.83	5.50	3.43	3.41	3.31	3.38
40	0.31	2.50	5.42	3.45	3.46	3.39	3.43
50	0.16	1.96	3.83	3.46	3.54	3.50	3.50
60	0.02	1.68	3.39	3.48	3.63	3.57	3.56
70	0.24	1.31	2.22	3.53	3.69	3.66	3.63
80	0.45	1.30	1.88	3.57	3.71	3.69	3.66
90	0.86	1.29	2.07	3.59	3.73	3.72	3.68
B. (99)	0.99	1.27	2.06	3.60	3.75	3.75	3.70
F 6. 1904—1906. 64° 27.5' N Br. 23° 38' E L.							
0	0.68	11.16	5.76	3.32	3.08	3.37	3.26
10	0.64	8.46	5.76	3.32	3.25	3.38	3.32
20	0.43	4.97	5.76	3.36	3.40	3.38	3.38
30	—	2.21	5.95	—	3.55	3.39	—
40	—	2.00	6.00	—	3.60	3.41	—
B. (43)	0.47	1.90	5.90	3.39	3.62	3.48	3.50
F 7. 1904—1906. 64° 32.5' N Br. 23° 13' E L.							
0	0.54	12.18	5.66	3.41	3.15	3.36	3.30
10	0.40	11.71	5.69	3.43	3.15	3.36	3.31
20	0.38	6.66	5.69	3.49	3.36	3.35	3.40
30	0.36	3.73	5.94	3.50	3.47	3.38	3.45
40	0.41	2.54	5.82	3.55	3.54	3.45	3.51
50	0.52	1.81	4.93	3.60	3.65	3.54	3.60
60	0.64	1.45	4.69	3.65	3.71	3.67	3.68
B. (68)	0.71	1.23	4.74	3.69	3.78	3.68	3.72
F 8. 1904—1906. 64° 40' N Br. 22° 42' E L.							
0	0.98	12.14	5.14	3.48	3.28	3.28	3.35
10	0.94	12.05	5.18	3.48	3.29	3.28	3.35
20	0.95	7.10	5.21	3.47	3.42	3.29	3.39
30	0.87	4.71	5.00	3.49	3.47	3.36	3.44
40	0.75	3.55	4.56	3.50	3.55	3.48	3.51
50	0.69	3.08	4.37	3.56	3.62	3.60	3.59

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
60	0.89	2.27	3.66	3.62	3.72	3.80	3.71
70	0.88	1.70	3.33	3.74	3.86	3.89	3.83
80	0.93	1.36	3.46	3.83	3.95	3.93	3.90
90	1.00	—	—	3.86	—	—	—
B. (91)	1.01	1.23	3.50	3.86	4.00	3.94	3.93
F 9. 1904—1906. 64° 42' N Br. 22° 4' E L.							
0	1.33	12.69	4.73	3.44	3.14	3.25	3.28
10	1.33	11.48	4.74	3.44	3.21	3.26	3.30
20	1.24	6.64	5.08	3.46	3.35	3.32	3.38
30	1.11	3.91	5.09	3.47	3.46	3.34	3.42
40	1.09	3.41	4.19	3.48	3.52	3.51	3.50
50	1.05	2.89	2.92	3.50	3.59	3.78	3.62
60	0.80	2.22	2.80	3.58	3.70	3.85	3.71
70	0.82	1.80	2.96	3.71	3.82	3.90	3.81
80	0.84	1.70	3.12	3.83	3.89	3.96	3.89
90	0.79	1.49	3.10	3.98	3.96	3.99	3.98
B. (97)	0.74	1.83	3.11	4.02	4.05	4.06	4.04
F 10. 1904—1906. 64° 44' N Br. 21° 32' E L.							
0	2.81	13.34	4.33	3.28	2.84	3.18	3.10
10	1.55	11.73	4.45	3.40	3.09	3.23	3.24
20	1.24	8.71	4.61	3.48	3.33	3.27	3.36
30	1.22	6.07	4.61	3.48	3.40	3.32	3.40
40	1.06	3.44	4.55	3.52	3.54	3.36	3.47
50	1.00	—	—	3.59	—	—	—
B. (60)	1.27	2.76	3.13	3.66	3.71	3.57	3.65
F 12. 1904—1906. 64° 13' N Br. 22° 6' E L.							
0	1.38	12.67	4.89	3.50	3.21	3.28	3.33
10	1.39	12.63	4.45	3.50	3.21	3.30	3.34
20	1.37	8.40	4.54	3.51	3.45	3.36	3.44
30	1.31	4.10	4.52	3.54	3.54	3.38	3.49
40	0.97	2.89	4.45	3.56	3.60	3.48	3.55
50	0.80	2.44	3.30	3.61	3.62	3.64	3.62
60	0.72	2.38	2.68	3.66	3.79	3.79	3.75
70	0.62	2.55	2.86	3.75	3.91	3.87	3.84
80	0.47	3.21	3.03	3.85	4.04	3.96	3.95

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
90	0.34	3.53	3.13	4.02	4.13	4.01	4.05
100	—	3.49	3.22	—	4.20	4.04	—
B. (113)	0.24	3.63	3.19	4.20	4.23	4.06	4.16
F 13. 1904—1906. 63° 47.5' N Br. 21° 31' E L.							
0	1.85	13.20	5.94	3.59	3.29	3.48	3.45
10	1.80	13.08	5.98	3.58	3.31	3.49	3.46
20	1.71	10.93	5.94	3.59	3.44	3.51	3.51
30	1.79	7.80	5.82	3.62	3.52	3.58	3.57
40	1.65	7.22	5.64	3.65	3.68	3.64	3.66
50	0.90	6.90	—	3.76	3.82	—	—
60	0.83	—	—	4.02	—	—	—
B. (59)	0.86	7.18	5.85	4.13	4.08	3.67	3.96
F 15. 1904—1906. 63° 29' N Br. 21° 21' E L.							
0	3.11	13.27	5.97	3.72	3.43	3.59	3.58
10	2.77	12.96	6.03	3.73	3.48	3.61	3.61
20	2.12	10.65	5.71	3.98	3.77	3.99	3.91
30	2.24	7.86	5.41	4.06	4.20	4.21	4.16
B. (32)	2.32	7.41	5.40	4.21	4.52	4.21	4.31
F 16. 1904—1906. 63° 30.5' N Br. 20° 55' E L.							
0	2.97	13.28	5.71	3.86	3.42	3.73	3.67
10	3.15	10.71	5.76	3.98	3.85	3.78	3.87
20	1.79	5.02	5.26	4.44	5.08	4.50	4.67
B. (23)	1.73	4.15	5.23	4.64	5.22	4.53	4.80
F 17. 1904—1906. 63° 36.5' N Br. 20° 31' E L.							
0	3.19	13.13	5.12	3.86	3.68	3.99	3.84
10	3.07	11.47	5.15	3.87	3.98	4.00	3.95
20	2.03	5.31	5.13	4.18	5.02	4.06	4.42
30	2.16	3.81	5.37	4.91	5.30	4.48	4.90
B. (33)	1.45	3.98	5.07	4.92	5.34	4.56	4.94

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 18. 1904—1906. 63° 19' N Br. 20° 18' E L.							
0	2.91	13.49	5.09	4.80	4.09	5.25	4.71
10	2.06	13.25	5.12	5.09	4.20	5.26	4.85
20	1.08	7.82	5.19	5.42	4.88	5.29	5.20
30	0.69	3.47	5.06	5.49	5.39	5.36	5.41
40	0.61	2.09	4.90	5.53	5.56	5.43	5.51
50	0.60	1.75	4.03	5.57	5.65	5.53	5.58
60	0.67	1.61	3.31	5.59	5.70	5.57	5.62
70	0.76	1.72	3.02	5.61	5.73	5.62	5.65
80	0.83	1.80	2.83	5.63	5.75	5.64	5.67
90	0.85	1.90	2.59	5.64	5.76	5.65	5.68
B. (100)	1.06	2.00	2.96	5.67	5.77	5.65	5.70
F 19. 1904—1906. 63° 9' N Br. 19° 28' E L.							
0	2.41	13.71	4.75	5.02	4.52	5.03	4.86
10	2.05	13.71	4.76	5.11	4.53	5.23	4.96
20	0.53	8.98	4.72	5.42	5.17	5.29	5.29
30	0.51	6.06	4.82	5.47	5.40	5.32	5.40
40	0.51	2.50	4.13	5.54	5.53	5.46	5.51
50	0.53	2.31	3.13	5.55	5.53	5.57	5.55
60	0.52	2.26	2.52	5.57	5.60	5.68	5.62
70	0.61	1.98	2.18	5.60	5.61	5.71	5.64
80	0.81	1.78	2.05	5.63	5.68	5.75	5.69
90	1.16	2.03	2.00	5.67	5.71	5.77	5.72
100	1.43	2.02	1.96	5.72	5.81	5.80	5.78
125	2.02	2.02	2.00	5.80	5.88	5.90	5.86
150	2.33	2.10	2.13	5.85	5.94	5.99	5.93
B. (175)	2.46	2.15	2.17	5.90	5.95	6.00	5.95
F 21. 1904—1906. 62° 36' N Br. 20° 38' E L.							
0	3.11	9.79	6.06	5.41	5.17	5.47	5.35
10	3.06	7.91	6.10	5.42	5.29	5.47	5.39
20	1.91	3.12	6.11	5.59	5.57	5.47	5.54
30	1.90	2.43	6.47	5.59	5.62	5.55	5.59
40	1.91	2.41	6.50	5.60	5.64	5.57	5.60
B. (42)	1.89	2.39	6.50	5.60	5.65	5.57	5.61

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 22. 1904—1906. 62° 35.5' N Br. 20° 1' E L.							
0	2.18	11.25	5.93	5.49	5.03	5.34	5.29
10	1.66	10.54	5.94	5.53	5.09	5.35	5.32
20	1.09	6.81	5.94	5.58	5.33	5.36	5.42
30	0.86	4.07	5.92	5.60	5.57	5.37	5.51
40	0.90	2.77	5.85	5.61	5.61	5.50	5.57
50	0.93	2.19	4.97	5.61	5.64	5.62	5.62
60	0.65	2.07	4.35	5.64	5.67	5.70	5.67
70	0.77	1.89	2.94	5.65	5.69	5.72	5.69
80	0.93	1.64	2.93	5.69	5.76	5.84	5.76
90	1.69	—	2.84	5.78	—	5.89	—
100	—	—	2.74	—	—	5.95	—
B. (124)	1.92	1.91	2.46	5.87	5.93	6.04	5.95
F 23. 1904—1906. 62° 40' N Br. 19° 31' E L.							
0	2.08	12.52	5.19	5.41	5.01	5.16	5.19
10	2.04	12.05	5.18	5.40	5.06	5.16	5.21
20	0.80	10.14	4.97	5.50	5.30	5.29	5.36
30	1.49	4.74	4.55	5.52	5.52	5.39	5.48
40	1.27	2.52	3.99	5.56	5.59	5.43	5.53
50	0.99	2.31	3.06	5.58	5.61	5.54	5.58
60	0.80	2.05	2.26	5.61	5.62	5.61	5.61
70	0.95	1.87	2.16	5.64	5.66	5.67	5.66
80	1.20	1.58	2.18	5.71	5.71	5.72	5.71
90	1.60	1.62	2.16	5.73	5.80	5.78	5.77
100	2.00	1.71	2.14	5.81	5.90	5.83	5.85
125	2.35	—	2.25	5.90	—	5.95	—
B. (137)	2.39	2.06	2.30	5.91	6.02	5.97	5.97
F 24. 1904—1906. 62° 51' N Br. 18° 56' E L.							
0	2.65	12.14	4.83	5.17	5.08	5.08	5.11
10	1.33	11.68	4.80	5.32	5.10	5.09	5.17
20	0.65	8.30	4.90	5.44	5.27	5.14	5.28
30	0.35	2.71	4.39	5.48	5.49	5.28	5.42
40	0.39	1.97	4.06	5.53	5.56	5.39	5.49
50	0.49	1.89	3.04	5.56	5.58	5.56	5.57
60	0.40	1.96	2.20	5.58	5.62	5.64	5.61
70	0.40	1.90	2.10	5.61	5.65	5.70	5.65
80	0.60	1.84	2.01	5.64	5.69	5.77	5.70
90	1.00	1.93	1.99	5.67	5.75	5.80	5.74
100	1.37	2.13	1.98	5.73	5.80	5.85	5.79
125	2.25	2.35	2.02	5.86	5.87	5.94	5.89

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
150	2.54	—	2.07	5.89	—	5.96	—
175	2.58	—	2.11	5.92	—	5.97	—
B. (180)	2.65	2.54	2.11	5.92	5.92	5.98	5.94
F 25 A. 1904—1906. 62° 58' N Br. 18° 46' E L.							
0	—	13.51	—	—	4.72	—	—
10	—	13.43	—	—	4.73	—	—
20	—	7.01	—	—	5.27	—	—
30	—	2.59	—	—	5.51	—	—
40	—	1.87	—	—	5.57	—	—
50	—	1.72	—	—	5.60	—	—
60	—	1.58	—	—	5.64	—	—
70	—	1.56	—	—	5.66	—	—
80	—	1.73	—	—	5.73	—	—
90	—	1.90	—	—	5.77	—	—
100	—	2.07	—	—	5.83	—	—
125	—	2.33	—	—	5.88	—	—
B. (175)	—	2.82	—	—	5.91	—	—
F 26. 1904—1906. 61° 58' N Br. 20° 4' E L.							
0	2.04	13.29	5.50	5.59	5.51	5.30	5.47
10	1.96	12.70	5.52	5.59	5.52	5.31	5.47
20	1.51	11.06	5.77	5.61	5.53	5.33	5.49
30	1.40	5.08	5.87	5.61	5.58	5.39	5.53
40	1.34	3.54	5.50	5.62	5.62	5.47	5.57
50	1.39	2.77	3.26	5.63	5.64	5.64	5.64
60	1.08	2.35	3.02	5.65	5.67	5.71	5.68
70	1.11	2.04	2.41	5.67	5.75	5.80	5.74
80	1.18	1.90	2.44	5.71	5.86	5.91	5.83
90	1.59	1.90	2.53	5.86	5.94	6.01	5.94
100	1.99	1.91	2.56	5.99	6.03	6.08	6.03
125	2.63	2.17	—	6.10	6.12	—	—
B. (132)	2.70	2.18	2.70	6.10	6.14	6.13	6.12
F 28. 1904—1906. 61° 7.5' N Br. 20° 55' E L.							
0	3.00	13.16	6.66	5.57	5.48	5.58	5.54
10	2.84	11.15	6.69	5.57	5.56	5.59	5.57
20	2.02	7.30	6.95	5.66	5.65	5.68	5.66
30	1.52	5.38	7.02	5.70	5.69	5.71	5.70
40	1.43	4.81	6.97	5.70	5.72	5.74	5.72
B. (46)	1.38	4.67	6.96	5.72	5.73	5.75	5.73

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 29. 1904—1906. 61° 2' N Br. 20° 16' E L.							
0	2.47	13.34	6.23	5.60	5.57	5.50	5.56
10	2.16	12.68	6.27	5.62	5.58	5.51	5.57
20	2.11	10.77	6.29	5.63	5.62	5.51	5.59
30	1.84	6.63	6.28	5.62	5.62	5.52	5.59
40	1.74	4.56	5.97	5.65	5.64	5.55	5.61
50	1.39	3.38	5.20	5.70	5.70	5.59	5.66
60	1.19	2.65	3.53	5.76	5.86	5.77	5.80
70	0.75	2.94	3.72	5.85	6.07	5.93	5.95
80	0.95	3.04	4.08	5.96	6.17	6.12	6.08
90	1.26	3.02	4.03	6.02	6.23	6.26	6.17
B. (106)	1.44	2.99	4.01	6.09	6.29	6.38	6.25
F 30. 1904—1906. 61° 4' N Br. 19° 35' E L.							
0	2.11	12.63	6.17	5.60	5.57	5.52	5.56
10	2.02	12.38	6.19	5.60	5.56	5.52	5.56
20	1.94	12.16	6.08	5.61	5.57	5.52	5.57
30	1.70	5.79	6.07	5.61	5.60	5.52	5.58
40	1.53	3.14	5.30	5.63	5.62	5.58	5.61
50	1.32	2.70	4.48	5.64	5.63	5.68	5.65
60	1.24	2.54	3.27	5.68	5.64	5.77	5.70
70	1.14	2.35	3.15	5.71	5.67	5.90	5.76
80	1.08	2.81	3.25	5.86	5.82	6.02	5.90
90	1.56	2.71	3.04	5.98	5.85	6.10	5.98
100	1.80	2.77	—	6.10	6.27	—	—
B. (115)	2.22	2.72	3.49	6.20	6.34	6.25	6.26
F 31. 1904—1906. 61° 11' N Br. 18° 38' E L.							
0	2.02	12.34	5.98	5.54	5.42	5.41	5.46
10	1.98	12.00	5.95	5.54	5.43	5.41	5.46
20	1.96	8.10	5.92	5.54	5.46	5.41	5.47
30	1.95	4.72	5.75	5.55	5.50	5.48	5.51
40	1.94	3.62	5.35	5.56	5.52	5.51	5.53
50	—	3.63	4.59	—	5.54	5.54	—
B. (56)	1.92	3.55	4.55	5.55	5.54	5.56	5.55

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 32. 1904—1906. 61° 12' N Br. 17° 52' E L.							
0	1.84	13.33	6.03	5.52	4.89	5.31	5.24
10	1.81	12.95	6.04	5.53	5.05	5.31	5.30
20	1.80	7.53	6.03	5.53	5.29	5.31	5.38
30	1.73	4.69	5.89	5.53	5.46	5.36	5.45
40	1.67	3.59	5.42	5.54	5.51	5.42	5.49
50	1.70	3.48	5.01	5.54	5.51	5.47	5.51
60	1.66	3.41	4.58	5.55	5.51	5.49	5.52
B. (64)	1.63	3.39	4.49	5.56	5.51	5.50	5.52
F 33. 1904—1906. 60° 33.5' N Br. 18° 55' E L.							
0	2.63	13.19	6.53	5.57	5.20	5.31	5.36
10	2.23	12.38	6.55	5.58	5.24	5.33	5.38
20	2.11	11.36	6.38	5.60	5.34	5.45	5.46
30	1.99	7.91	6.19	5.63	5.45	5.65	5.58
40	1.92	6.11	6.05	5.69	5.52	5.79	5.67
50	1.64	5.25	5.70	5.75	6.01	5.83	5.86
60	1.30	4.13	4.91	6.01	6.43	5.96	6.13
70	1.26	3.94	4.95	6.14	6.50	6.01	6.22
80	1.25	3.71	5.08	6.28	6.55	6.18	6.34
90	1.24	3.65	5.12	6.29	6.56	6.22	6.36
100	1.23	3.59	5.15	6.32	6.57	6.27	6.39
125	1.24	3.60	5.04	6.34	6.59	6.38	6.44
B. (131)	1.26	3.60	5.06	6.34	6.59	6.41	6.45
F 37. 1904—1906. 60° 35' N Br. 28° 28' E L.							
0	—	17.27	2.85	—	2.16	2.08	—
10	—	16.26	2.99	—	2.34	2.42	—
20	—	11.90	3.56	—	3.18	2.84	—
30	—	9.27	—	—	4.26	—	—
B. (31)	—	9.11	4.19	—	4.28	3.17	—
F 38. 1904—1906. 60° 30' N Br. 28° 25' E L.							
0	—	17.03	3.38	—	2.07	2.94	—
10	—	15.72	3.53	—	2.37	2.95	—
20	—	13.29	3.75	—	3.01	3.04	—
B. (26)	—	4.80	4.37	—	4.46	3.47	—

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 40. 1904—1906. 60° 6.5' N Br. 28° 48' E L.							
0	3.52	17.02	3.85	1.27	2.37	3.20	2.28
10	1.09	15.86	4.02	2.27	2.49	3.24	2.67
20	0.48	13.86	4.06	4.33	3.31	3.38	3.67
30	1.08	4.03	—	5.04	4.72	—	—
B. (37)	1.12	2.34	4.58	5.11	5.06	4.37	4.85
F 41. 1904—1906. 60° 7' N Br. 28° 4' E L.							
0	3.16	16.57	3.91	2.17	3.37	3.56	3.03
10	0.95	15.40	3.93	3.23	3.55	3.57	3.45
20	0.63	14.60	4.28	4.12	3.80	3.77	3.90
30	1.08	4.11	4.60	5.33	4.87	4.82	5.01
B. (46)	1.54	1.98	3.72	5.90	5.97	5.44	5.77
F 41 A. 1904—1906. 60° 17.5' N Br. 27° 57' E L.							
0	—	16.73	—	—	3.16	—	—
10	—	15.27	—	—	3.37	—	—
20	—	8.33	—	—	4.38	—	—
30	—	3.25	—	—	5.06	—	—
B. (49)	—	1.98	—	—	6.26	—	—
F 42. 1904—1906. 60° 7' N Br. 27° 29' E L.							
0	2.75	16.49	4.89	3.99	3.67	4.37	4.01
10	2.50	15.00	4.89	4.09	4.07	4.38	4.18
20	1.21	11.56	4.98	4.37	4.20	4.39	4.32
30	0.41	2.47	5.02	4.79	5.22	4.45	4.82
40	0.80	1.85	4.11	5.48	5.95	5.64	5.69
50	1.50	1.76	3.28	6.21	6.38	6.04	6.21
B. (60)	1.65	1.83	2.96	6.47	6.60	6.59	6.55
F 43. 1904—1906. 60° 20' N Br. 26° 58' E L.							
0	—	16.85	—	—	3.21	—	—
10	—	15.68	—	—	3.42	—	—
20	—	11.63	—	—	4.05	—	—
30	—	5.31	—	—	5.00	—	—
B. (40)	—	2.46	—	—	5.69	—	—

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 44. 1904—1906. 60° 7.5' N Br. 26° 58' E L.							
0	2.55	16.64	4.99	4.33	3.44	4.57	4.11
10	2.65	15.42	5.05	4.36	3.85	4.57	4.26
20	1.20	8.08	5.10	4.70	4.39	4.64	4.58
30	0.56	3.60	4.57	4.95	5.10	5.09	5.05
40	1.20	2.49	3.38	5.81	5.51	6.48	5.90
50	1.49	1.89	3.14	6.24	6.28	6.71	6.41
60	1.47	1.77	2.95	6.47	6.56	6.82	6.62
B. (62)	1.49	1.76	2.95	6.50	6.67	6.82	6.66
F 45. 1904—1906. 59° 57' N Br. 27° 0' E L.							
0	2.94	16.62	4.94	4.47	3.90	4.57	4.31
10	2.85	15.12	4.95	4.48	4.02	4.55	4.35
20	1.18	9.38	4.86	4.73	4.47	4.58	4.59
30	0.68	3.01	4.92	4.81	5.28	4.74	4.94
40	0.65	1.81	3.44	5.55	6.00	6.26	5.94
50	1.38	1.70	3.13	6.37	6.48	6.73	6.53
60	1.59	1.82	2.97	6.69	6.86	6.88	6.81
B. (65)	1.72	1.85	2.98	6.75	6.93	6.90	6.86
F 46. 1904—1906. 59° 47' N Br. 27° 5' E L.							
0	3.46	16.63	4.63	4.24	3.99	4.48	4.24
10	2.04	14.93	4.72	4.44	4.07	4.55	4.35
20	1.29	13.63	4.95	4.71	4.26	4.62	4.53
30	1.31	2.87	4.23	5.06	5.41	5.11	5.19
40	1.16	1.69	3.03	5.87	6.33	6.44	6.21
50	1.39	1.76	2.74	6.40	6.57	6.82	6.60
60	1.62	1.82	2.75	6.61	6.95	6.96	6.84
B. (68)	1.70	1.97	2.75	6.70	7.31	7.01	7.01
F 49. 1904—1906. 59° 52.5' N Br. 26° 17' E L.							
0	3.63	16.52	4.78	4.51	4.67	4.91	4.70
10	3.25	15.91	4.75	4.60	4.69	4.95	4.75
20	1.45	14.74	4.80	4.96	4.98	4.98	4.97
30	1.40	8.46	4.82	5.28	5.36	5.06	5.23
40	0.73	2.35	4.67	6.09	6.15	5.53	5.92
50	0.85	1.68	3.42	6.49	6.80	6.76	6.68
60	1.24	2.03	3.12	6.76	7.24	7.17	7.06
70	2.02	2.38	—	7.24	7.61	—	—
B. (78)	2.35	2.61	3.03	7.50	7.79	7.23	7.51

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 50. 1904—1906. 59° 50' N Br. 25° 37' E L.							
0	4.01	16.36	5.10	4.89	4.51	5.11	4.84
10	3.81	14.52	5.15	4.94	5.12	5.11	5.06
20	1.53	13.00	5.19	5.32	5.39	5.11	5.27
30	1.01	5.38	5.08	5.73	5.77	5.33	5.61
40	0.70	1.58	5.08	6.22	6.54	5.95	6.24
50	0.97	1.65	4.65	6.60	6.84	6.26	6.57
60	1.39	2.02	3.29	6.92	7.28	7.02	7.07
70	2.04	2.44	—	7.37	7.69	—	—
B. (77)	2.51	2.85	3.24	7.80	8.07	7.20	7.69
F 52. 1904—1906. 60° 4' N Br. 24° 45' E L.							
0	3.74	14.78	5.25	4.86	4.94	5.01	4.94
10	3.02	11.52	5.29	4.90	5.15	5.03	5.03
20	1.90	5.22	5.48	5.22	5.44	5.18	5.28
30	1.20	4.17	5.73	5.64	5.64	5.35	5.54
B. (52)	1.14	1.94	4.19	6.71	6.75	6.97	6.81
F 53. 1904—1906. 59° 51.5' N Br. 24° 50' E L.							
0	3.10	15.96	5.31	5.04	4.88	5.18	5.03
10	3.13	12.43	5.33	5.20	4.97	5.19	5.12
20	1.88	4.77	5.35	5.40	5.87	5.19	5.49
30	1.11	2.01	5.79	5.87	6.20	5.53	5.87
40	1.06	1.85	5.00	6.10	6.49	5.94	6.18
50	0.84	1.79	4.18	6.46	6.73	6.75	6.65
60	1.35	2.16	3.93	7.02	7.25	7.18	7.15
70	2.05	2.40	—	7.47	7.58	—	—
B. (76)	2.41	2.60	3.83	7.76	7.84	7.37	7.66
F 54. 1904—1906. 59° 43' N Br. 25° 1' E L.							
0	3.42	15.87	5.38	5.13	4.95	5.25	5.11
10	3.23	14.36	5.47	5.13	5.11	5.24	5.16
20	1.94	8.97	5.50	5.33	5.52	5.24	5.36
30	1.04	5.76	5.40	5.88	6.08	5.54	5.83
40	0.88	2.04	5.34	6.23	6.47	5.97	6.22
50	0.80	1.81	4.25	6.60	6.89	6.60	6.70
60	1.20	1.83	3.92	6.94	7.13	6.99	7.02
70	2.26	2.54	3.79	7.59	7.77	7.39	7.58
80	2.96	2.97	3.61	8.33	8.22	7.83	8.13
90	3.14	3.23	3.52	8.38	8.40	8.03	8.27
B. (100)	3.24	3.33	3.50	8.45	8.56	8.12	8.38

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 55. 1904—1906. 59° 37.5' N Br. 25° 11' E L.							
0	3.36	16.69	5.34	5.14	4.99	5.43	5.19
10	3.29	15.84	5.42	5.14	5.21	5.44	5.26
20	1.74	13.25	5.45	5.35	5.45	5.44	5.41
30	0.89	10.81	5.25	5.99	5.81	5.58	5.79
40	0.76	5.14	5.07	6.42	6.30	5.88	6.20
50	0.94	1.80	4.58	6.79	6.89	6.50	6.73
60	1.35	1.95	3.88	6.99	7.28	6.90	7.06
70	1.94	2.56	3.61	7.40	7.79	7.29	7.49
80	2.80	2.98	3.49	8.04	8.26	7.69	8.00
90	3.10	3.22	3.53	8.31	8.48	7.84	8.21
B. (96)	3.16	3.38	3.59	8.40	8.63	7.98	8.34
F 56. 1904—1906. 59° 36.5' N Br. 24° 21' E L.							
0	4.40	15.86	6.16	5.75	5.68	5.70	5.71
10	3.65	15.64	6.21	5.76	5.70	5.71	5.72
20	2.03	12.84	6.24	6.13	5.93	5.72	5.93
30	1.07	8.64	6.61	6.57	6.30	5.78	6.22
40	0.99	6.10	6.85	6.76	6.55	6.08	6.46
50	1.12	5.90	5.24	6.89	6.68	6.67	6.75
60	1.65	3.07	3.63	7.21	7.05	7.16	7.14
70	2.59	2.82	3.40	7.80	7.79	7.48	7.69
80	3.51	3.35	3.39	8.73	8.48	8.09	8.43
B. (83)	3.55	3.39	3.41	8.76	8.59	8.30	8.55
F 57. 1904—1906. 59° 30' N Br. 23° 44' E L.							
0	3.95	15.12	6.59	5.91	5.55	5.98	5.81
10	2.51	14.91	6.68	6.06	5.57	6.01	5.88
20	1.87	10.10	6.73	6.26	6.29	6.01	6.19
30	1.65	5.99	6.89	6.52	6.60	6.12	6.41
40	1.41	3.44	7.09	6.66	6.79	6.24	6.56
50	1.03	2.28	6.79	6.84	6.98	6.59	6.80
60	1.37	2.11	5.23	7.08	7.11	6.97	7.05
70	2.09	2.40	3.77	7.79	7.45	7.17	7.47
80	3.48	3.31	3.72	8.73	8.13	7.82	8.23
B. (85)	3.67	3.33	3.77	8.95	8.55	7.85	8.45

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 58. 1904—1906. 59° 47' N Br. 22° 59' E L.							
0	3.63	15.14	5.81	5.50	5.68	5.59	5.59
10	3.60	10.24	5.88	5.50	5.75	5.61	5.62
20	2.66	8.58	5.90	5.63	5.88	5.71	5.74
30	2.46	4.85	5.80	5.85	6.35	5.82	6.01
B. (36)	2.44	4.00	5.68	5.91	6.49	5.87	6.09
F 59 A. 1904—1906. 59° 32' N Br. 23° 3' E L.							
0	3.61	13.03	6.67	5.51	5.62	5.95	5.69
10	2.81	10.05	6.67	5.76	5.96	5.94	5.89
20	1.88	3.95	7.10	5.94	6.46	6.12	6.17
30	1.88	2.83	7.04	6.23	6.67	6.15	6.35
40	1.75	2.82	7.09	6.44	6.75	6.43	6.54
50	1.31	2.47	—	6.73	6.87	—	—
B. (59)	1.55	2.28	4.37	7.03	7.01	7.09	7.04
F 61. 1904—1906. 59° 26' N Br. 23° 9' E L.							
0	3.74	14.13	6.85	5.93	5.65	6.16	5.91
10	3.63	13.92	6.89	6.01	5.68	6.16	5.95
20	2.72	7.57	6.94	6.34	6.50	6.19	6.34
30	1.77	4.69	7.09	6.55	6.70	6.30	6.52
40	1.47	3.23	6.97	6.72	6.85	6.53	6.70
50	1.19	2.27	6.43	6.89	7.03	6.80	6.91
60	1.42	2.11	5.04	7.01	7.19	7.14	7.11
70	2.31	2.35	3.65	7.48	7.50	7.50	7.49
80	3.42	2.65	3.30	8.63	7.84	8.01	8.16
90	3.91	2.81	3.76	9.38	8.21	8.87	8.82
B. (97)	4.04	3.10	3.95	9.54	8.56	9.35	9.15
F 62. 1904—1906. 59° 19.5' N Br. 23° 16' E L.							
0	3.94	15.27	6.98	6.11	5.93	6.17	6.07
10	3.73	15.26	7.00	6.28	5.95	6.17	6.13
20	2.20	12.65	7.03	6.45	6.20	6.19	6.28
30	1.50	8.28	7.39	6.63	6.55	6.25	6.48
40	1.21	5.35	7.14	6.84	6.71	6.35	6.63
50	1.31	3.90	6.13	7.08	6.88	6.61	6.86
60	1.85	2.71	5.04	7.50	7.04	6.81	7.12
70	2.61	2.59	4.53	7.96	7.32	7.33	7.54
80	3.33	2.72	3.52	8.62	7.84	7.84	8.10
90	3.96	—	3.76	9.38	—	8.60	—
B. (93)	3.96	3.66	3.91	9.38	8.88	9.07	9.11

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 64. 1904—1906. 60° 12.5' N Br. 19° 7' E L.							
0	3.95	13.64	6.69	5.63	4.99	5.50	5.37
10	3.72	13.47	6.77	5.66	5.04	5.50	5.40
20	2.72	11.92	6.74	5.76	5.31	5.54	5.54
30	2.17	6.73	6.45	5.87	5.80	5.78	5.82
40	1.40	3.52	6.57	6.11	6.23	6.02	6.12
50	1.19	2.92	6.57	6.22	6.39	6.15	6.25
60	1.19	2.90	6.32	6.27	6.46	6.27	6.33
70	1.16	3.44	5.74	6.30	6.50	6.54	6.45
80	1.08	3.44	5.41	6.33	6.54	6.58	6.48
90	1.09	3.51	4.89	6.33	6.58	6.61	6.51
100	1.14	3.59	4.78	6.37	6.62	6.64	6.54
125	1.30	3.72	4.88	6.43	6.68	6.71	6.61
150	1.42	3.76	4.24	6.45	6.71	6.73	6.63
175	1.48	3.71	4.16	6.47	6.75	6.75	6.66
200	1.49	3.66	4.19	6.49	6.75	6.75	6.67
225	1.50	3.63	4.06	6.50	6.78	6.78	6.69
250	1.50	3.59	3.97	6.52	6.78	6.78	6.69
275	—	3.55	—	—	6.79	—	—
B. (276)	1.51	3.53	3.93	6.52	6.80	6.78	6.70
F 65. 1904—1906. 60° 8' N Br. 21° 41' E L.							
0	5.61	13.98	7.06	6.04	5.95	6.04	6.01
10	4.94	13.56	7.08	6.08	5.96	6.04	6.03
20	3.59	9.02	7.08	6.14	6.05	6.04	6.08
30	2.97	7.99	7.09	6.21	6.10	6.04	6.12
40	2.75	7.14	7.09	6.22	6.15	6.04	6.14
50	2.48	6.89	7.09	6.23	6.16	6.04	6.15
B. (61)	2.24	6.72	7.11	6.27	6.18	6.06	6.17
F 66. 1904—1906. 60° 5' N Br. 20° 57' E L.							
0	4.57	13.63	6.91	6.12	6.06	6.12	6.10
10	4.37	13.42	6.95	6.16	6.06	6.13	6.12
20	3.14	11.45	6.96	6.20	6.18	6.14	6.17
30	2.94	7.14	7.02	6.22	6.32	6.19	6.24
40	2.49	6.36	7.03	6.26	6.42	6.20	6.29
50	2.12	6.13	7.04	6.31	6.46	6.21	6.33
60	1.97	5.88	7.00	6.34	6.48	6.22	6.35
70	1.79	5.74	6.99	6.35	6.50	6.23	6.36
B. (76)	1.65	5.67	6.99	6.37	6.51	6.24	6.37

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
F 66 B. 1904—1906. 59° 47' N Br. 21° 21' E L.							
0	4.07	12.75	6.70	6.26	6.11	6.32	6.23
10	3.88	12.61	6.73	6.29	6.11	6.32	6.24
20	3.62	7.75	6.25	6.30	6.27	6.39	6.32
30	3.13	4.38	6.10	6.43	6.53	6.42	6.46
40	2.50	3.67	5.93	6.64	6.69	6.45	6.59
50	2.09	3.34	5.64	6.70	6.89	6.57	6.72
60	1.72	3.12	5.02	6.80	6.95	6.69	6.81
70	1.63	2.85	5.01	6.84	7.01	6.82	6.89
80	1.62	2.50	5.00	6.85	7.10	6.95	6.97
B. (92)	1.62	2.48	4.98	6.85	7.14	7.03	7.01
F 67. 1904—1906. 59° 58.5' N Br. 19° 48' E L.							
0	3.66	12.97	6.61	5.79	5.62	5.39	5.70
10	3.60	11.47	6.64	5.79	5.82	5.69	5.77
20	2.99	9.66	6.73	5.82	5.98	5.72	5.84
30	1.79	7.58	7.13	6.03	6.03	5.97	6.01
40	2.54	5.63	7.13	6.17	6.13	6.04	6.11
50	2.51	5.88	6.78	6.21	6.37	6.14	6.24
60	1.82	5.54	6.24	6.23	6.46	6.33	6.34
70	1.42	4.83	5.86	6.31	6.51	6.47	6.43
80	1.37	4.33	5.49	6.34	6.59	6.56	6.50
90	1.39	4.11	4.90	6.37	6.62	6.59	6.53
100	1.42	4.04	4.81	6.38	6.69	6.62	6.56
125	1.43	3.65	4.43	6.46	6.76	6.71	6.64
150	1.59	3.62	4.30	6.49	6.80	6.73	6.67
175	1.77	3.52	4.21	6.51	6.83	6.74	6.69
200	1.68	3.46	4.25	6.54	6.87	6.77	6.73
B. (209)	1.70	3.51	4.26	6.54	6.88	6.77	6.73
F 68. 1904—1906. 59° 56' N Br. 19° 14' E L.							
0	4.02	13.01	6.73	5.65	5.27	5.51	5.48
10	3.81	12.39	6.75	5.70	5.33	5.51	5.51
20	3.24	10.59	6.78	5.74	5.64	5.52	5.63
30	2.31	5.99	6.87	5.81	6.01	5.57	5.80
40	1.33	3.51	7.26	5.96	6.26	5.78	6.00
50	1.28	3.01	7.19	6.02	6.32	6.06	6.13
60	0.97	2.68	6.30	6.16	6.41	6.34	6.30
70	1.07	2.46	5.69	6.24	6.47	6.48	6.40

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
80	1.08	2.76	5.35	6.32	6.53	6.56	6.47
90	1.20	2.99	5.03	6.34	6.59	6.59	6.51
100	1.33	3.11	4.56	6.38	6.61	6.62	6.54
B. (120)	1.56	2.95	4.26	6.45	6.67	6.69	6.60
F 69. 1904—1906. 59° 46' N Br. 19° 46' E L.							
0	4.01	13.98	6.74	5.77	5.24	5.71	5.57
10	3.86	13.10	6.77	5.79	5.46	5.71	5.65
20	3.00	9.22	6.81	5.85	5.73	5.73	5.77
30	2.61	5.74	7.02	5.97	6.16	5.96	6.03
40	1.85	5.36	6.72	6.10	6.39	6.18	6.22
50	1.32	4.35	5.88	6.30	6.66	6.59	6.52
60	1.10	4.10	5.41	6.49	6.80	6.85	6.71
70	1.07	3.45	4.73	6.60	6.96	6.94	6.83
80	1.09	3.25	4.43	6.68	7.08	7.04	6.93
90	1.18	3.07	4.30	6.74	7.12	7.12	6.99
100	1.27	2.90	4.15	6.78	7.18	7.20	7.05
125	1.29	2.82	3.77	6.83	7.36	7.36	7.18
B. (155)	1.42	2.97	3.53	6.91	7.50	7.43	7.28
F 70. 1904—1906. 59° 39' N Br. 20° 6' E L.							
0	4.01	13.09	6.97	5.85	5.61	6.32	5.93
10	3.53	12.48	6.99	5.94	5.72	6.32	5.99
20	2.83	6.95	7.01	6.02	5.99	6.32	6.11
30	2.58	6.23	6.98	6.19	6.25	6.35	6.26
B. (40)	1.85	5.63	6.74	6.39	6.42	6.46	6.42
F 71. 1904—1906. 59° 31' N Br. 20° 23' E L.							
0	3.97	14.09	6.90	6.24	5.83	6.44	6.17
10	4.20	13.86	6.90	6.29	5.85	6.45	6.20
20	3.80	8.74	6.93	6.34	6.23	6.47	6.35
30	2.24	5.55	6.94	6.57	6.59	6.49	6.55
40	2.03	3.41	6.31	6.74	6.96	6.68	6.79
50	2.01	2.68	6.09	6.93	7.18	6.76	6.96
60	1.96	2.56	5.72	7.11	7.35	7.02	7.16
70	2.04	2.67	5.57	7.28	7.62	7.08	7.33
80	2.24	2.86	4.76	7.46	7.88	7.24	7.53
90	2.34	3.13	3.96	7.68	8.22	7.61	7.84

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
100	2.57	3.40	3.48	7.87	8.52	7.96	8.12
125	2.97	3.64	3.53	8.19	8.87	8.80	8.62
150	3.65	3.68	3.65	8.75	8.89	8.96	8.87
B. (155)	3.65	3.69	3.66	8.81	8.90	8.98	8.90
F 72. 1904—1906. 59° 14.5' N Br. 22° 11' E L.							
0	4.29	14.79	7.23	6.34	5.99	6.61	6.31
10	4.01	14.75	7.25	6.37	6.00	6.60	6.32
20	2.49	12.59	7.31	6.69	6.42	6.61	6.57
30	2.18	6.88	7.41	6.81	6.75	6.68	6.75
40	1.77	4.74	6.85	6.96	6.87	6.84	6.89
50	1.91	3.17	4.85	7.19	7.02	7.17	7.13
60	2.12	2.52	4.89	7.49	7.16	7.45	7.37
70	3.06	2.64	3.66	8.16	7.51	7.95	7.87
80	3.73	3.00	3.57	8.98	8.06	8.50	8.51
90	3.97	3.38	3.73	9.45	8.72	8.63	8.93
100	—	4.04	—	—	9.46	—	—
B. (115)	4.12	4.22	4.14	9.81	9.75	9.92	9.83
F 73. 1904—1906. 59° 0.5' N Br. 21° 52' E L.							
0	4.40	15.72	6.99	6.59	6.21	6.64	6.48
10	4.15	15.53	7.03	6.60	6.26	6.64	6.50
20	2.83	13.46	7.06	6.79	6.56	6.64	6.66
30	2.54	7.86	7.01	7.00	6.87	6.76	6.88
40	2.43	5.02	6.80	7.32	7.01	6.86	7.06
50	2.61	—	5.30	7.47	—	7.21	—
B. (61)	3.07	4.23	4.06	7.97	7.30	7.60	7.62
F 74. 1904—1906. 59° 1' N Br. 21° 5' E L.							
0	4.54	14.91	7.23	6.41	6.19	6.61	6.40
10	3.96	14.83	7.25	6.48	6.19	6.60	6.42
20	3.59	7.71	7.26	6.69	6.61	6.60	6.63
30	2.79	5.47	7.29	6.82	6.81	6.60	6.74
40	2.27	3.21	6.07	6.88	6.92	6.70	6.83
50	1.88	2.77	4.19	7.02	7.08	6.98	7.03

Tiefe m	Temperatur, C°			Salzgehalt, ‰			
	Mai	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Jahr
60	1.63	2.64	2.88	7.11	7.19	7.27	7.19
70	1.97	2.74	3.16	7.24	7.61	7.71	7.52
80	3.17	3.38	3.46	8.30	8.44	8.57	8.44
90	3.97	3.85	3.76	9.34	9.14	9.13	9.20
100	4.03	4.15	4.04	9.61	9.60	9.66	9.62
125	4.21	4.35	4.27	10.13	10.11	10.11	10.12
150	4.26	—	—	10.24	—	—	—
B. (155)	4.26	4.49	4.37	10.25	10.31	10.28	10.28
F 75. 1904—1906. 58° 54' N Br. 20° 7' E L.							
0	—	14.75	7.79	—	6.07	6.64	—
10	—	14.71	7.86	—	6.07	6.64	—
20	—	9.44	7.89	—	6.44	6.64	—
30	—	5.79	7.62	—	6.68	6.69	—
40	—	3.28	6.79	—	6.96	6.72	—
50	—	2.84	4.87	—	7.03	6.93	—
60	—	2.37	3.27	—	7.17	7.36	—
70	—	2.90	3.26	—	7.86	7.85	—
80	—	3.69	3.52	—	8.75	8.72	—
90	—	3.91	3.83	—	9.33	9.27	—
100	—	4.20	4.04	—	9.68	9.58	—
125	—	4.35	4.29	—	10.10	10.07	—
B. (164)	—	4.63	4.44	—	10.67	10.46	—
F 76 A. 1904—1906. 59° 5.5' N Br. 19° 37' E L.							
0	—	14.72	7.59	—	5.46	6.51	—
10	—	14.58	7.57	—	5.80	6.52	—
20	—	10.96	7.63	—	6.17	6.52	—
30	—	5.69	7.61	—	6.70	6.53	—
40	—	3.55	6.93	—	6.93	6.62	—
50	—	3.04	5.21	—	7.08	6.97	—
60	—	2.41	4.08	—	7.21	7.22	—
70	—	2.91	3.48	—	7.88	7.89	—
80	—	3.62	3.56	—	8.83	8.53	—
B. (89)	—	3.86	3.62	—	9.07	8.74	—

6. Wärmehaushalt und Temperaturverteilung.

Von der Wärmeleitung vom Erdinneren durch den Meeresboden abgesehen, findet jede Zufuhr von Wärme zum Meere durch dessen Oberfläche oder in den obersten Schichten statt. Die Hauptzufuhr geschieht durch Insolation; dabei wird die einstrahlende Wärme gleich in den obersten Schichten absorbiert, bei den ultraroten Wärmestrahlen schon im ersten mm oder cm.¹⁾ Weiter ist die Leitung von Wärme von den nächstliegenden Luftschichten, sowie die an einer kühlen Meeresoberfläche durch Kondensation von Wasserdampf erzeugte Wärme zu beachten. Der direkte Wärmeverlust ist umgekehrt auf Ausstrahlen, Leitung und Konvektion bei kälterer, überliegender Luft sowie auf Abdunstung zurückzuführen. Die Ausstrahlung erstreckt sich, wie die Einstrahlung, direkt nur zu der obersten Schicht. Regen- und Flusswasser führen Wärme zu oder konsumieren solche je nach den herrschenden Verhältnissen; so kann ein Schneefall bei offenem Meere eine beträchtliche Abkühlung verursachen; er wird bei einem Wasserwerte von 10 mm eine 1 m mächtige Wasserschicht um ca 1° abkühlen. Die grösste, doch an und für sich geringe Wärmeerzeugung, die in tieferen Schichten vorkommen kann, ist auf die Friktion zwischen den sich in Bewegung befindenden Wasserpartikeln zurückzuführen. Die Leitung von Wärme vom Meeresboden ist im allgemeinen auch als belanglos zu vernachlässigen²⁾. Diese an und für sich keineswegs einfachen Verhältnisse werden durch die Bewegungen im Meere noch mehr verwickelt.³⁾

Der Wärmezustand in den oberen Schichten wird stetig durch die von der Wellenbewegung verursachte Ummischung nach unten fortgepflanzt; indem die verschiedenen Schichten (ein erster Blick auf die Tafeln zeigt uns schon das Meer sowohl hinsichtlich der Temperatur- wie der Salzgehaltsverteilung stark geschichtet) bei verschiedenen Gelegenheiten sich nach verschiedenen Richtungen bewegen, kann die Ummischung in allen Tiefen stattfinden, selbstverständlich stärker in gewissen Tiefen, schwächer in anderen. Dieses schon zeigt, dass das Herunterdringen der Wärme nicht als gleichförmig vorsichgehend betrachtet werden darf und auch schwer in ein allgemein gültiges Schema

¹⁾ Für reines Wasser ist die Rechnung ausgeführt in W. SCHMIDT: Absorption der Sonnenstrahlung in Wasser. Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien 1908. Eine ähnliche Überschlagsrechnung kann mit Hilfe von den Absorptionskoeffizienten, unten S. 70 u. 71, angestellt werden.

²⁾ Siehe O. KRÜMMEL: Handbuch der Ozeanographie. Bd I. Stuttgart 1907. S. 378 ff.

³⁾ Der Wärmehaushalt und der Verlauf der Salzgehaltsverteilung in unseren Meeren ist in vorzüglicher Weise behandelt worden J. GEHRKE in „Beitrag zur Hydrographie des Finnischen Meerbusens“, diese Schriftenfolge Nr 3, 1909, und, nachdem dies schon geschrieben war, in „Beiträge zur Hydrographie der Ostsee“, Publications de Circonstance Nr 42, 1910. Die hier dargelegte Auffassung unterscheidet sich aber von GEHRKE'S in einiger Hinsicht. Ich werde an anderem Orte in exakterer Form hierauf zurückkommen.

zusammengefasst werden kann, aber ausserdem bedingt die mit den Jahreszeiten wechselnde Verteilung der Wassermassen ihre besondere Gestaltung des Verlaufes.

Im Frühling, wenn die Süsswasserzufuhr am grössten ist, werden die oberen Schichten verdünnt, und somit die Dichtigkeitsdifferenzen zwischen diesen Schichten und den unteren immer grösser. Die Erwärmung vergrössert noch diese Differenzen, und dadurch werden in gewisser Masse die oberen Schichten von den unteren abgegrenzt. Eine Sprungschicht, innerhalb welcher die Temperatur stark abnimmt und der Salzgehalt zunimmt, entsteht und bildet ein Hindernis für eine starke Ummischung mit den unteren Schichten. Auf diese oberen Schichten, sie erstrecken sich bis 15–30 m, beschränkt sich die eigentliche Sommererwärmung. (Vergleiche Tafel I.) Wir finden an der Oberfläche und in 10 m Tiefe im August (Kartogr. 7 und 8) überall höhere Temperatur als im Mai und November (Kartogr. 1, 2, 13 und 14); so auch in dem überwiegend grösseren Teile des Gebietes in 20 m Tiefe. In der Schicht 30–60 m ist die Sommererwärmung noch ganz deutlich zu spüren; sie beträgt indessen nur ein paar Grad. In den tiefer gelegenen Schichten wechselt die Temperatur im Laufe des Jahres verhältnismässig wenig, und tritt die Sommererwärmung im allgemeinen nur undeutlich hervor. Hier ist die Wasserzufuhr von weiter nach aussen gelegenen Gebieten von grösserer Bedeutung. Durch diese horizontale Wasserzufuhr kann in den unteren Schichten des Finnischen Meerbusens die Abkühlung des vorigen Winters sich geltend machen. Wenn dann gegen den Herbst die Temperatur an der Oberfläche abzunehmen beginnt, wird die Temperaturzunahme in den nächst liegenden Schichten zwischen etwa 10 und 30 m geringer. Mit zunehmendem Sinken der Oberflächen-temperatur und da die Süsswasserzufuhr auch nicht mehr dieselben Beträge wie früher erreicht, nehmen die Dichtigkeitsdifferenzen ab, und die Ummischung gelangt wieder zu grösserer Bedeutung.

Hierzu gesellt sich noch die Wirkung einer bisher unerwähnten Erscheinung von nicht geringer Bedeutung, nämlich diejenige der Vertikalzirkulation oder der thermischen Konvektion. Die Entstehung dieser Zirkulation in vertikaler Richtung beruht darauf, dass die Dichtigkeit unseres Meerwassers mit abnehmender Temperatur bis zu einem verhältnismässig niedrigen Wärmegrade zunimmt. Das Dichtigkeitsmaximum von reinem Wasser fällt auf 4° , dasjenige von Meerwasser von 5‰ Salzgehalt auf $2^{\circ}.9$, von 10‰ Salzgehalt auf $1^{\circ}.9$, während die entsprechenden Gefrierpunkte $0^{\circ}.0$, $-0^{\circ}.3$ und $-0^{\circ}.5$ sind. Verfolgen wir nun den Abkühlungsverlauf in einem Meere mit Wasser von konstanter Zusammensetzung, also mit Süsswasser oder von homohaliner Schichtung. Wir finden dann als Resultat der Sommererwärmung im allgemeinen an der Oberfläche eine höchste Temperatur, welche mit der Tiefe erst nur allmählich abnimmt, sodann in einer Sprungschicht rascher u. s. w. Bei beginnender Abkühlung sinkt die Temperatur der allerobersten Schicht unter diejenige der angrenzenden. Die Dichtigkeit dieser obersten Schicht wird somit etwas grösser, sie muss in die untenliegende sinken und mit dieser umgemischt werden, bis beide dieselbe Temperatur haben; wir erhalten dann eine Schicht von etwas grösserer Mächtigkeit und von gleicher Temperatur in ihrer ganzen Masse; diese Temperatur ist natürlich etwas niedriger als die frühere Mitteltemperatur in derselben Schicht. Diese Erscheinung ist schon während des Frühlings und des Sommers von einer gewissen Bedeutung, da ja unter der Wirkung der nächtlichen Abkühlung oder bei etwaiger kälterer Witterung eine Konvektion entsteht, welche nebst der mechanischen Ummischung die warme Deckschicht homogenisiert. Mit fortgesetzter Abkühlung schreitet die Homogenisierung der Temperatur immer tiefer, wozu die durch alle Wasserbewegungen hervorgerufene Ummischung natürlich beiträgt. Diese Zirkulation setzt fort, bis das Dichtigkeitsmaximum erreicht ist, fortgesetzte Abkühlung erzeugt dann eine deckende, leichtere Schicht mit niedrigerer Temperatur. Im Frühling, nach dem Schmelzen des Eises, entsteht wieder eine gleichgeartete thermische Konvektion durch die Erwärmung. Diese schreitet dann weiter, bis die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums wieder erreicht wird, wonach sich eine obere Schicht wärmeren Wassers ausbilden kann.

In unseren Küstenmeeren hat das Wasser einen mit der Tiefe zunehmenden Salzgehalt. Es kann somit geschehen, dass eine tiefer liegende Schicht infolge grösseren Salzgehaltes trotz ihrer höheren Temperatur eine grössere Dichtigkeit hat und dadurch ein erstes Hindernis für die thermische Konvektion wird. Die direkte Berührung mit der überliegenden, kälteren Schicht, sowie die Ummischung, welche die ganze Zeit zwischen diesen Schichten vorsichgeht — bei Wasserbewegungen innerhalb verschiedener Schichten sind ja eben die Dichtigkeitssprünge oft Grenzen zwischen den Schichten und den in sich geschlossenen Bewegungssystemen — kühlen den oberen Teil der unteren Schicht ab und erzeugen eine fortgesetzte Vertikalzirkulation innerhalb dieser.

Da ja in dieser Weise die Dichtigkeitsdifferenzen in recht mächtigen Schichten gegen den Herbst geringer werden, und die Wasserbewegungen im Meere gleichzeitig lebhafter werden, kann die Ummischung eine grössere Effektivität erhalten, und die Wirkung der Wärmezufuhr des Sommers sich kräftiger nach unten fortpflanzen. Diese zweite Wärmewelle, von grösserer Effektivität als die erste, erstreckt sich mit recht beachtenswerten Beträgen bis 60 m Tiefe. Darunter wird aber die Temperatur in gleichem oder höherem Grade von derjenigen des von den angrenzenden Gewässern zuströmenden Wassers bestimmt. Durch eine solche Zufuhr von Wasser kann besonders in den Übergangsgebieten zwischen unseren Meeren, wo die Bodenkongfiguration die Ummischung erleichtert, und das Wasser, nachdem es Banken und Schwellen passiert hat, in grössere Tiefen sinkt, die Wärmewelle des Sommers durch Bewegung in horizontaler Richtung hauptsächlich nach unten geführt werden und sich mit bemerkenswerter Steigerung der Temperatur in recht grossen Tiefen geltend machen; es ist also nicht dabei eben die am betreffenden Orte der Oberfläche zugeführte Wärmemenge, die später sich tiefer geltend macht. Da aber die Sommererwärmung und die Winterabkühlung an der Oberfläche sich über dem ganzen Gebiete ungefähr gleich äussern, kann man, wenn die zuströmenden und abgehenden Wasserschichten gleicher Temperatur sind, die gradweise fortschreitende Erwärmung nach unten verfolgen. Indessen kann eine grössere atmosphärische Störung den eben geschilderten Verlauf an einem einzelnen Orte beschleunigen, verspäten oder sogar wesentlich umgestalten; so können verschiedene Jahre einen wesentlich verschiedenen Charakter haben.

Wir wollen nun zu einer Prüfung der Temperaturverteilung übergehen, durch die Kartogramme Tafel I, sowie N:o 1 und 2, Tafel II veranschaulicht. Wir müssen uns hier damit begnügen einige Hauptpunkte hervorzuheben; für Einzelheiten wollen wir hier wie auch ferner auf die Kartogramme hinweisen. Es sei noch hervorgehoben dass die absoluten Zahlenwerte, obgleich sie sich auf 3 bzw. 7 Jahre beziehen, in ihrer verhältnismässigen Verteilung als für die Meeresgebiete allgemein charakteristisch zu betrachten sind.

Die höchste Temperatur an der Oberfläche und in 10 m Tiefe zeigt uns natürlich jeder Teil unseres Gebietes während der Sommermonate. Dabei ist der innerste Teil des Finnischen Meerbusens am meisten erwärmt. Von der Ostsee nimmt die Temperatur durch den Bottnischen Meerbusen nach Norden bei wenigem, obgleich unter verschiedenen Wechselungen ab. An der Oberfläche finden wir für den westlichen Teil des Finnischen Meerbusens, die Bottensee und die Bottenwiek an der Mitte der Gebiete etwas niedrigere Tempertur als an den Küsten. Dieses tritt in der Bottenwiek am deutlichsten hervor und ist teils durch die starke Flusswasserzufuhr an den Küsten, teils durch den von dem resultierenden Strome beschriebenen Kreislauf um die Meeresgebiete herum zu erklären.

¹⁾ Dies ist in den Hauptzügen dasselbe, was ich früher in „Öfversikt af de Bottniska sjöarnas hydrografi“, 1905 oder „der Bottnische Meerbusen“, Ann. der Hydr. etc. 1906 angeführt habe.

In der Nordostecke der Bottensee, ungefähr vor Wasa, finden wir im August ein Gebiet mit sehr niedriger Temperatur, in der Nordostecke der Ostsee ein zweites solches Gebiet, doch mit geringerer Senkung der Temperatur. Diesem Gebiete können wir über noch grösseren Flächen in 10 und 20 m Tiefe folgen, wobei es sich der Küste parallel bis in die Hälfte des Finnischen Meerbusens erstreckt. Auch das Gebiet in der Bottensee hat in diesen Tiefen eine grössere Ausdehnung, auch hier der Küste entlang; es dehnt sich in 20 m Tiefe bis über den Nördlichen Kvark aus. Es ist eine Art Aufstauung, die wir hier beobachten. Der eingehende, verhältnismässig salzreiche Strom begegnet hier seichteren und engeren Gebieten, wird aufgestaut und in den obenlaufenden Strom kräftiger eingemischt, der wenigstens im Schärenmeer und in der Bottensee dieselbe Richtung hat. In der Bottenwiek begegnen wir einer Erscheinung gleicher Art, obgleich sie sich hier weniger geltend macht; in der Nordostecke der Bottenwiek, gerade über deren seichtesten Teile, finden wir nämlich in 20 m ein kälteres Gebiet, das auch schon in 10 m Tiefe wahrzunehmen ist.

In der Ostsee finden wir weiter südlich von der Aufstauung und südlich von dem Punkte, wo der eingehende Strom zum Finnischen Meerbusen und dem Schärenmeer dem ausgehenden Strome vom Finnischen Meerbusen begegnet, also nordwestlich von Dagö, eine grössere Anhäufung wärmeren Wassers, welche sich nach unten bis 40 m streckt; auch eine Aufstauung. Schliesslich sei noch der im August vorfindliche Wärmerücken in 20 m Tiefe, gerade über der Tiefenrinne in der Mitte der Bottensee erwähnt. Dieser ist in einzelnen Jahren besonders ausgebildet und in seiner Richtung vielleicht etwas verschoben; wiederum eine Aufstauungserscheinung. Zur Erklärung möge die Gestaltung der Stromverhältnisse angeführt werden: eine Aufpressung des eingehenden Stromes über die auf beiden Seiten gelegenen, seichteren Gebiete und die Aufstauung in der nordöstlichen Ecke.

Noch in 20 m Tiefe haben wir im Sommer über dem grössten Teil des Gebietes höhere Temperatur als in den anderen Jahreszeiten; Ausnahmen sind nur die eben erwähnten Gebiete mit niedriger Temperatur. Die von der Herbstabkühlung bewirkte Homogenisierung der Temperatur sehen wir auf den Kartogrammen für November (N:o 13—16) sich nach unten bis 40 m strecken. Infolge dieser Wirkung der Herbstabkühlung, sowie infolge anderer Ummischung und der Strömung in horizontaler Richtung finden wir vom Sommer zum Herbst eine Temperatursteigerung in 40, 60 und 80 m Tiefe. Ausnahmen sind nur die nördlich von den Banken des Nördlichen und des Südlichen Kvarks gelegenen Orte. Über diese Banken strömt im August wärmeres Wasser als im November ein und sinkt infolge des grösseren Salzgehaltes unter die ausgehenden Schichten, auch die Ummischung wirkt hier mit. An der Mündung der Bottensee in das Ålandsmeer macht sich diese Erscheinung so geltend, dass sie das jährliche Temperaturmaximum nur in 40 m Tiefe verschiebt, in dem südlichen Drittel der Bottenwiek aber in allen Tiefen bis zum Boden.

Unter 80 m Tiefe fällt die höchste Temperatur im allgemeinen später ein; am Boden des Tiefengebietes der Bottenwiek im Herbst, an den einzelnen tiefsten Punkten im Winter. In dem nördlichen Tiefenbecken der Bottensee geschieht es im Winter und in den tiefsten Schichten im Vorfrühling, in dem mittlersten Teil des Tiefengebietes dieser See wird die höchste Temperatur am Boden im Winter erreicht, in dem südlichen Teile schon im Herbst. Es sind die Tiefen hier nicht wesentlich verschieden, die Verspätung in nördlicher Richtung beruht vor allem darauf, dass die Wasserschichten eine entsprechende Zeit für ihre Bewegung nordwärts gebraucht haben. Im Ålandsmeer wird die höchste Temperatur auch im Herbst erreicht, an der grössten Tiefe, 300 m, erst zur Neujaarszeit.

Über 80 m tiefe Gebiete finden wir im Finnischen Meerbusen nur in dessen westlichem Teile vor. Hier treffen wir die höchste Temperatur beim Jahreswechsel an, weiter in der Ostsee in 120 m Tiefe im Frühling, am Boden der nördlichen Ecke des zentralen Tiefengebietes in 150 m

oder darüber erst im Sommer, dem Sommer also, der demjenigen folgt, während dessen die entsprechende Wärmewelle dem Meere zugeführt wurde.

Hier, sowie überhaupt bei dem äusseren Teil der Finnischen und Bottnischen Meerbusen, kann es garnicht davon die Rede sein, dass sich die Wärmewelle in senkrechter Richtung nach unten fortgepflanzt habe. Während des grösseren Teiles des Jahres haben wir nämlich über diesen Tiefenschichten intermediäre Schichten (40–60 m), welche eine niedrigere Temperatur als die hier besprochenen haben, und auf diese auch während wirklicher Temperatursteigerung doch abkühlend wirken müssen. Das beobachtete Wärmemaximum ist daher auf den vorangehenden Sommer zurückzuführen in der Weise, dass die Tiefenschichten oder richtiger die salzigeren Schichten, aus welchen diese entstanden sind, schon im vorangehenden Sommer oder Herbst von der Erwärmung erreicht, dann unterwegs durch die überliegenden Schichten von der Atmosphäre wesentlich isoliert, in horizontaler Richtung auf einander folgende kältere und wärmere Wassermengen führen; dabei hat die mit den verschiedenen Jahreszeiten wechselnde Zufuhr von Ozeanwasser zu den äusseren Teilen der Ostsee mitwirken können.

Es sei hier unter Hinweis auf die Karten 1 und 2, Tafel II die Amplitude des jährlichen Wärmeganges etwas erörtert. Die obersten Schichten bis 20 und 40 m Tiefe werden etwa zu dem Gefrierpunkte abgekühlt; für diese ist die Amplitude gross. Wenn wir uns grösseren Tiefen nähern, nimmt sie ab; in den grössten Tiefen der Bottenwiek beträgt sie, wo sie am kleinsten ist, weniger als 2° (zwischen 1° und 3°), innerhalb der grössten Tiefe der Bottensee denselben Belauf. In der Ostsee unter 100–120 m ist sie c:a 1° (5° bis 4°). Die Übergänge zwischen diesen beinahe unveränderlichen Temperaturen der Tiefenschichten und den Verhältnissen in den oberen Schichten zeigen uns die Zwischenschichten.

Wir wollen in diesem Zusammenhange die Zeitpunkte für das Eintreffen der niedrigsten Temperatur verfolgen. In den oberen Schichten und den seichteren Gebieten längs der Küste und im südlichen Drittel der Bottenwiek ist die Temperatur am niedrigsten im Winter; in etwas tieferen Schichten, allen denen der Bottenwiek, und allen bis zum Boden in dem südlichen Teil der Bottensee und dem Ålandsmeere, im Finnischen Meerbusen in denjenigen zwischen 40 und 60 m, und schliesslich in der Ostsee auch in etwas grösseren Tiefen geschieht dies im Frühling. In den zwei zuletzt erwähnten Meeren finden wir in den Schichten gleich unter den genannten Tiefen und in der nördlichen Bottensee in 120–150 m Tiefe die niedrigste Temperatur im Sommer. Im Herbst finden wir das Wärmeminimum des Jahres an den grössten Tiefen der Bottensee vor Ulföarna nördlich von Härnösand, und in 100–120 m Tiefe in der Ostsee, im Winter schliesslich in der nördlichen Ostsee in 150 m Tiefe und darüber, und sogar in dem Gebiete an dem Rande der Karte im Vorfrühling.

Hier haben wir dasselbe hinzuzufügen, das bei der Besprechung des jährlichen Temperaturmaximums an einem einzelnen Orte im Meere von der Wärmewelle gesagt wurde, nämlich dass die Abkühlung in den oberen Schichten über dem ganzen Gebiete im allgemeinen annähernd dieselbe ist, dass die ausformende Bedeutung der horizontalen Strömungen für den Gang der Abkühlung nach unten nicht gross zu werden braucht, aber doch in verschiedenen Jahren verschieden wirkt, dass aber in Tiefen von 80 m und darüber die Wirkung dieser Strömungen auf den jährlichen Gang der Temperatur bedeutend ist; weiter sei noch wiederholt, dass die direkte Wirkung der Winterabkühlung grösser als diejenige der Sommererwärmung ist.

Abweichungen von diesem einfachen jährlichen Gang sind an bestimmten Tiefen an einzelnen Orten wahrzunehmen. Solche können in Sprungschichten unter der warmen Deckschicht des Sommers vorkommen, wo eine gegebene Schicht sich während einiger Zeit der überliegenden Schicht nahe anschliessen kann um zu anderer Zeit wieder der unteren ähnlicher zu sein; wir können dann zwei jährliche Maxima vorfinden, das eine im Juli–August, das zweite im Oktober–November. Dieselbe Wirkung kann eine Versetzung der Grenzschicht zwischen zwei Schichten erzeugen; so haben wir in

100 m Tiefe in der Mündung des Finnischen Meerbusens und der angrenzenden Ostsee im Frühling und Spätherbst Temperaturmaxima, das Frühlingsmaximum ist doch nur sekundär. Wir werden bei der Besprechung des Salzgehaltes auf diese Verhältnisse zurückkommen.

Kehren wir jetzt zur Tafel II zurück. In dem Bottnischen Meerbusen finden wir im November durchgehend höhere Temperatur an der finnischen Küste als an der schwedischen, dieses als natürliche Wirkung der Ströme, welche ja längs der finnischen Seite Wasser aus südlicheren Gegenden, längs der schwedischen aus nördlicheren führen. Eine gleichartige Verteilung finden wir aus derselben Ursache im Finnischen Meerbusen vor. Dass diese Lage vollkommen ausgebildet in 40 m Tiefe festzustellen ist, ist der Wirkung der thermischen Konvektion zuzuschreiben. Im Mai können wir auch in der Bottensee eine gleichartige Verteilung spüren, die wir auf den Umstand zurückführen können, dass die Strömungen der schwedischen Küste entlang eine grössere Ausdehnung haben; von grösserer Bedeutung ist jedoch, dass es eben in den beachteten Jahren zu dieser Jahreszeit grosse, schmelzende Eismassen längs der schwedischen Küste gab. Auch in der Bottenwiek hat die Lage der schmelzenden Eismassen den Verhältnissen ihr Gepräge aufgedrückt.

7. Der Salzgehalt.

Das Salz in unseren Meeren ist ganz überwiegend ozeanischen Ursprungs und zeigt eine Zusammensetzung, die uns erlaubt unabhängig von der Verdünnung des Meerwassers den Salzgehalt in Gram auf Kilogramm oder Gewichtspromille (‰) nach der Formel von KNUDSEN, $0.030 + 1.8050 Cl$, aus dem Chlorgehalt des Meerwassers mit einer Genauigkeit von 0.01 à 0.02 ‰ zu bestimmen. Die in den Bottnischen Meerbusen einmündenden Flüsse enthalten ausser Schlamm und gelöste organische Stoffe nach Analysen von Wasser aus verschiedenen schwedischen und finnischen Flüssen 0.02—0.03 ‰ unorganische, aufgelöste Salze und haben dabei einen Chlorgehalt von 0.001—0.005 ‰. Die Neva, der Kymene und die anderen in den Finnischen Meerbusen mündenden finnischen Flüsse haben eine gleichartige Zusammensetzung. Die an der Südküste des Meerbusens mündenden russischen Flüsse, die jedoch nur mit einem geringen Teil der zugeführten Wassermasse beitragen, haben einen etwas höheren Gehalt unorganischer Bestandteile, etwa 0.10 ‰ bei 0.01 ‰ Chlorgehalt ¹⁾. Für den ganz überwiegenden Teil dieser Flüsse ist also die zitierte Formel mit der bei den Meeresuntersuchungen geforderten Genauigkeit anzuwenden. Es kann also der Salzgehalt des Meerwassers und des Flusswassers in dieser Meinung als von homogenem Aufbau betrachtet werden.

In unserer Übersicht der Stromverhältnisse wurde schon die Verteilung des Salzgehaltes in grossen Zügen angedeutet: höherer Salzgehalt in dem eingehenden Bodenstrome, geringerer in dem ausgehenden Oberflächenstrom. Der Salzgehalt nimmt über unserem ganzen Gebiete im allgemeinen von der Oberfläche nach unten zu. Dieser Verlauf ist so charakteristisch, dass er als ein Kriterium darauf, dass der Wassers schöpfer richtig gearbeitet hat, dienen kann. Ausnahmen von diesem Verlaufe finden wir nur in der nördlichen Ostsee und den angrenzenden Gebieten, wo im Sommer in der Deck- und Sprungschicht wärmeres, salzreicheres Wasser über einer kälteren, salzärmeren Schicht liegen kann, und in den allertiefsten Gebieten, in denen in einzelnen Fällen ein geringer Abbruch in der Zunahme des Salzgehaltes gefunden worden ist.

Die Extreme in der Salzgehaltsverteilung finden wir daher an der Oberfläche und am Boden, wie sie uns die Kartogramme 3 und 15, Tafel II zeigen. Auf beiden Karten tritt der grosse Unterschied zwischen dem Bottnischen und dem Finnischen Meerbusen sogleich hervor. In diesem nimmt der Salzgehalt gradweise von dem grossen Becken der Ostsee sowohl an der Oberfläche wie am Boden einwärts ab, im innersten Teile zeigt sich das rascheste Abnehmen. Ausserdem sind die

¹⁾ Zusammengestellt in Publications de Circonstance Nr 56, S. 10 u. 11. Neue Zahlen für schwedische Flüsse in Hydrografiska Byrån: Årsbok 1908—09. Stockholm 1911. S. 341—5.

Unterschiede im Salzgehalt in vertikaler Richtung sehr ausgeprägt; die Differenz zwischen Oberflächen- und Bodensalzgehalt beträgt über 3 ‰. Dieses ist eine Folge davon, dass der Finnische Meerbusen, wie schon erwähnt, nicht scharf von der Ostsee abgegrenzt ist, sondern eher als deren Ausläufer betrachtet werden darf, und dass die Hauptzufuhr von Süßwasser im innersten Teile des Meerbusens stattfindet. In der verhältnismässig deutlichen Abgrenzung von der Ostsee finden wir wieder die Erklärung zu der grösseren Homogenität des Wassers in der Bottensee; durch das Schärenmeer und über den Banken nördlich und südlich von dem Ålandsmeer finden nur die oberen Schichten der Ostsee von 20—40—50 m Tiefe freien Zutritt, mit zunehmender Tiefe wird dieser immer beschränkter; in den erwähnten Schichten ist aber der Salzgehalt schon durch Ummischung gesenkt. Wir sehen nämlich, dass Bodenwasser mit einem Salzgehalt von etwas über 6.5 ‰ sich nur an der Steile zeigt, wo die Tiefenrinne des Ålandsmeeres in die Bottensee dringt, während der mittlere Salzgehalt an der Oberfläche in dem südwestlichen Teil der Bottensee nicht 5.5 ‰ übersteigt. Unterschiede von weniger als 1 ‰ zwischen Oberflächen- und Bodensalzgehalt sind auch an den tiefsten Stellen das normale. Auch in der Bottenwiek ist die Zunahme an Salzgehalt in senkrechter Richtung gegen den Boden nicht grösser, ausser im nördlichsten Teile, wo das Flusswasser im Frühling das eigentliche Meerwasser recht weit heraus in der Wiek überlagert. Auch die Bottenwiek ist mit dem Finnischen Meerbusen verglichen recht homogen. Die grössten Veränderungen im Salzgehalt geschehen im Bott-nischen Meerbusen sprungsweise in den Gewässern um Åland herum, in dem Nördlichen Kvarik und längs den Küsten des nördlichsten Teiles des Meerbusens. Dabei begegnen wir den in horizontaler Richtung schnellsten Übergängen im Nördlichen Kvarik. Diese sind im November am schärfsten und finden im eigentlichen Gebiete des Kvariks statt, im Mai hat das Übergangsgebiet eine grössere Ausdehnung, und im August überlagern einander Schichten von recht verschiedenem Salzgehalt bis weit in die Bottensee und eine kleinere Strecke in die Bottenwiek hinein.

Als annähernden, mittleren Salzgehalt für die Bottensee und die Bottenwiek können wir 5.6 ‰ und 3.3 ‰ angeben.

Die jährliche Wechselung des Salzgehaltes ist im allgemeinen in den oberen Schichten grösser, wo sie etwa 1 ‰ erreichen kann, in den unteren Schichten etwas kleiner, manchmal ganz unbedeutend, sogar unter 0.1 ‰. Der Salzgehalt an der Oberfläche hat infolge der im Frühling und Vörsommer grösseren Süßwasserzufuhr beinahe über unserm ganzen Gebiete ihren niedrigsten Wert im Sommer. Diese Ursache sucht sich auch einen Ausdruck in den Ausnahmen, die wir beobachten können. Der ganze mittlere Teil der Bottensee, eine sich im Süden über der ganzen Breite des Tiefengebietes ausdehnende Fläche, die nördwärts allmählich schmaler werdend die ganze Härnösandstiefe bedeckt, erreicht erst im Herbst ihr Minimum im Salzgehalt, der mittlere Teil der Bottenwiek hat ihren niedrigsten Salzgehalt auch erst im Spätsommer; dieses ersichtlich als Folge davon, dass die Verdünnung eine gewisse Zeit erfordert um die zentraleren Teile des Meeres zu erreichen. Eine Ausnahme in der entgegengesetzten Richtung, indem das Salzgehaltsminimum an der Oberfläche schon im Frühling einfällt, finden wir natürlich in der unmittelbaren Nähe der Flussmündungen. Etwas weiter hinaus über dem angrenzenden Teile der offenen See erstreckt sich diese Erscheinung nur im innersten Teile des Finnischen Meerbusens und der Bottenwiek und, obgleich in geringerer Ausdehnung, längs der Küstenstrecke Helsingfors—Hangö. Für die nördliche Ostsee und den Finnischen Meerbusen tritt dagegen die Verspätung in den zentralen Teilen deutlich zu Tage.

In der Regel haben die Oberflächenschichten ihren höchsten Salzgehalt im Winter, wobei, wie wir aus unseren Beobachtungen schliessen können, dieser über den Küstengebieten des Bott-nischen Meerbusens und der Ostsee etwas früher im Winter erreicht wird; auch hier stehen die Wechselungen in der Süßwasserzufuhr am nächsten in der Ursachenkette. Der eben beschriebene Verlauf

gilt nicht nur für die Oberfläche, sondern, dies ist wohl überhaupt der richtigere Ausdruck, für die obersten Schichten, insoweit sie das ganze Jahr hindurch homohalin sind, also im allgemeinen noch in 10 m Tiefe. Für die allerobersten Schichten tritt nämlich in den Gewässern, wo das Eis im Winter und Vorfrühling die Ummischung durch Wind und Wellen verhindert hat, eine Anomalie auf. Das zugeführte Süsswasser lagert sich ziemlich unverdünnt unter dem Eise. Diese Erscheinung hat jedoch keine grössere Ausdehnung, sie ist nur längs den Küsten wahrzunehmen. Ihr wirkt auch in gewissem Masse der Umstand im Vorwinter entgegen, dass die Meeressalze zum Teile beim Zufrieren aus dem Eise ausscheiden. Indessen gestaltet sich z. B. für Helsingfors zwischen Brunnsparken und Hafshammen der Verlauf so, dass im Salzgehalt des Oberflächenwassers zwei Minima auftreten, das niedrigere im Vorwinter mit nur 0.5 ‰.

Der jährliche Gang des Salzgehaltes am Meeresboden ist in den tieferen Gebieten recht gleichmässig, wo der Boden tiefer als 100—80 m liegt. Im nördlichen Teil der Ostsee, in der Bottensee, ausser in den Tiefen von c:a 200 m, und in der Bottenwiek finden wir den grössten Salzgehalt im Sommer, in den erwähnten 200 m Tiefen im Herbst; den niedrigsten Salzgehalt treffen wir in den erwähnten Gebieten im Frühling und Vorwinter. Es ergibt sich somit, da ja der höchste Salzgehalt in den obersten Schichten beinahe gleichzeitig hiermit einfällt, die einfache Regel, dass die Salzgehaltsdifferenzen zwischen Oberfläche und Boden in den grossen, offenen Tiefenbecken unserer Meere gegen Sommer und Spätsommer schärfer werden, gegen Winter und Vorfrühling abnehmen; mit anderen Worten, wir haben an der Oberfläche eine derjenigen in den grossen Tiefen herrschenden umgekehrte Periode. Die Ursachen hierzu liegen auch klar zu Tage; wie wir in einem folgenden Abschnitte sehen werden, wird der eingehende Strom längs dem Boden im Frühling und Sommer grösser, dabei nimmt die Effektivität der Ummischung aber infolge der schärfer ausgeprägten Schichtung im Meere gleichzeitig ab.

Die zwischenliegenden Schichten, in Gegenden mit einer Wassertiefe unter 80 m also auch diejenigen am Boden, schliessen sich mehr oder weniger ausgeprägt dem einen oder dem anderen Verlaufe an, in einzelnen Niveauen entstehen auch verwickeltere Verhältnisse.

Bevor wir weiter gehen, wollen wir der Veränderung des Salzgehaltes an einem Orte von der Oberfläche zum Boden folgen. Die einzelnen Meeresgebiete zeigen dabei ihren besonderen Charakter. Die Beschreibung, die wir hier geben, bezieht sich auf die zentraleren Teile, für die seichteren hat man den Verlauf in den grösseren Tiefen wegzulassen; auf andere Veränderungen können wir des Raumes wegen nicht eingehen. Aus derselben Ursache müssen wir den Verlauf gewissermassen schematisieren und weisen zugleich auf die Temperaturverhältnisse hin, welche ja auch zur Charakterisierung der uns begegnenden Wasserschichten beitragen. In der nördlichen Ostsee haben wir unter c:a 95 m (80—110) stets eine Wasserschicht mit einer Temperatur von 4° oder etwas mehr und einem Salzgehalt von über 9 bis 10 ‰. Dieses Wasser, das wir erst gleich südlich von der Gottlandstiefe vorfinden, wollen wir gottländisches Tiefwasser nennen; südlicher hat Wasser von entsprechendem Salzgehalt eine niedrigere Temperatur. Dieses Wasser kann als im südlichen oder zentralen Teile des Tiefenbeckens der Ostsee durch Ummischung entstanden angesehen werden. Die Temperatur nimmt in dieser Schicht gewöhnlich bis 4.5°—5° zu, auch der Salzgehalt wächst gleichmässig langsam nach unten; auch in diesem Wasser können wir zwei doch nur wenig verschiedene Schichten mit verschiedener Entstehung unterscheiden. Über dem gottländischen Tiefwasser haben wir bis c:a 60 m (50—70) ein zweites nordbaltisches Tiefwasser, dessen Salzgehalt von 9—10 ‰ bis unter 6.5—7 ‰, also ziemlich stark, abnimmt. Diese Abnahme findet teils gleichmässig, teils in Sprüngen statt, so können wir einen Sprung unten, einen in der Mitte, und einen dritten an der oberen Grenze der Schicht finden. Die Temperatur fällt unter 4°. Schliesslich haben wir von 50—70 m bis zur Oberfläche eine dritte Schicht mit einem Salzgehalte

unter 6.5—7 ‰. Diese Schicht ist es, die im Herbst durch die thermische Konvektion sowohl in Salzgehalt wie in Temperatur einheitlich werden kann, und in welcher die Wirkung der Jahreszeiten auf die Wärmehaushaltung so dominierend ist. Sie kann daher mit Ursache als eine nordbaltische Deckschicht bezeichnet werden.¹⁾ In dieser Deckschicht wird im Frühling und im Sommer noch eine Schichtung von der Erwärmung erzeugt. Der homohalinen oder beinahe homohalinen Sommerdeckschicht, deren Mächtigkeit zwischen 10 und 30 m wechselt, folgt eine Sprungschicht mit Temperaturabnahme, ca 10°, und zunehmendem Salzgehalte, um 0.5—1 ‰ innerhalb 10 m; in dem unteren Teil der nordbaltischen Deckschicht finden wir dann eine homohaline Schicht mit abnehmender Temperatur. In dem untersten Teil dieser letzten Schicht oder auch in dem angrenzenden Teil der Oberschicht des nordbaltischen Tiefwassers treffen wir im Frühling, Herbst und Sommer immer ein Temperaturminimum an. Auch im Herbst und Winter können sich in der nordbaltischen Deckschicht eine obere, salzärmere und eine, durch eine kleinere Sprungschicht von dieser abgegrenzte, untere Schicht herausbilden.

Im äusseren Teile des Finnischen Meerbusens, herrschen in mancher Hinsicht dieselben Verhältnisse wie in der nördlichen Ostsee. Von dem gottländischen Tiefwasser dehnt sich nur ein Zipfel in den äussersten Teil. Der wesentliche Unterschied besteht darin, dass in der Schicht, die hier bis 40—50 m Tiefe der baltischen Deckschicht entspricht, sich zwei Schichten von einander schärfer unterscheiden, von diesen hat die obere einen niedrigeren Salzgehalt durch das ganze Jahr. In den Meerbusen hinein wird die untere Schicht, die eigentliche Fortsetzung der nordbaltischen Deckschicht, immer schmaler, um in die obere und untere angrenzende Schicht allmählich eingemischt, in der Mitte des Meerbusens beinahe verschwunden zu sein, diese unterste Schicht besteht wieder wesentlich aus nordbaltischem Tiefwasser. In der oberen Schicht finden wir die Deck- und Sprungschicht des Sommers, in der unteren bis zum Boden, die eigentliche Zunahme an Salzgehalt gegen die Tiefe. Die Bodenschicht streckt sich in horizontaler Richtung allmählich an Salzgehalt abnehmend bis in die innersten Teile des Meerbusens, wobei die Mächtigkeit der oberen Schicht auch immer geringer wird. Im allgemeinen nimmt die Temperatur im untersten Teile der Bodenschicht zu. Während einiger Zeit im Herbst, wenn die Wärmewelle des Sommers nach unten dringt, kommen jedoch Temperaturminima am Boden vor.

In der Bottensee ist, wie schon hervorgehoben wurde, die Schichtung nicht so ausgeprägt wie in der Ostsee. Die verschiedenen Schichten, die wir hier zu unterscheiden haben, sind eine obere, ziemlich homohaline, die im Frühling und Sommer die Deckschicht bildet, und eine untere von ca 80 m nach unten mit recht gleichmässig zunehmendem Salzgehalte und einer Temperatur, welche immer etwas über dem Gefrierpunkte liegt (zwischen ca 0.5° à 1° und 3° à 4°). Die Schicht zwischen diesen schliesst sich bald der einen, bald der anderen an. Durch eine sowohl thermische wie haline Sprungschicht von der oberen getrennt, enthält sie im Frühling und Sommer das Temperaturminimum oder die Temperaturminima des Wasserpeilers und geht durch einen ziemlich schwach ausgeprägten Sprung in die untere Schicht über. Im Herbst und Winter kann diese Zwischenschicht in thermischer Hinsicht vollkommen homogen mit der oberen sein.

In der Bottenwiek ist die Verteilung annähernd dieselbe; die Zwischenschicht streckt sich aber nur bis ca 50 m und schliesst sich je nach der Jahreszeit der oberen oder unteren ausgeprägter an.

Die grössten Abweichungen, vor allem in thermischer Hinsicht, kommen nördlich von den abgrenzenden Banken im Bottnischen Meerbusen und dem Ålandsmeere, sowie in den einzelnen, isolierten Tiefen der nördlichen Ostsee vor. Hier wollen wir sie aber nicht weiter erörtern.

¹⁾ Dies entspricht ungefähr dem nördlichen Drittel der KRÜMMELschen Deckschicht. S. S. 15.

Innerhalb jeder dieser Schichten gestaltet sich der jährliche Gang des Salzgehaltes ungefähr gleichartig. Die Schichten in etwa 20 m Tiefe schliessen sich in dieser Hinsicht am nächsten der Oberflächen- und 10 m Schicht an; der Zeitpunkt für das Eintreffen des Maximums und des Minimums fällt doch etwas später ein, so finden wir in der Bottenwiek, ausser in deren südlichem Teile, den niedrigsten Salzgehalt auf diesem Niveau im Herbst. In den Schichten zwischen 40 m und dem Boden finden wir ungefähr die am Boden herrschenden, schon beschriebenen Verhältnisse wieder. Auf die Schicht zwischen 20 und 40 m wirkt der Verlauf in sowohl der überliegenden wie der unterliegenden Schicht, sie schliesst sich dieser im Frühling und Sommer, jener im Herbst und Winter näher an; hier finden wir auch Schichten, in denen der jährliche Gang zwei Maxima und Minima aufweist. Dieses gilt für den Bottnischen Meerbusen und die zwei inneren Drittel des Finnischen Meerbusens. In dem äusseren Teile dieses Meerbusens und in der nördlichen Ostsee finden wir in 80—100 m Tiefe wieder eine Ausnahme; ungefähr in dieser Tiefe begegnen sich das gottländische und das nordbaltische Tiefwasser. Der doppelten jährlichen Periodizität des Wasserstandes der Ostsee entsprechend, nimmt das gottländische Tiefwasser im Herbst und Frühling an Mächtigkeit zu; wir haben daher auf Niveaus von etwa 90 m zweimal jährlich ein Maximum im Salzgehalt, zweimal, im Sommer und Winter, ein Minimum; dabei ist das Sommerminimum höher. Sehen wir von dieser Verschiebung ab, hat die Erscheinung auch hier von ca 60 m nach unten einen einheitlichen Verlauf. Die eben erwähnte, doppelte Periodizität ist nicht ein jährlicher Gang im selben Sinne wie sonst, wo die Wassermassen in verschiedenen Zeiten des Jahres infolge Wechselungen in den Faktoren, welche ihre Entstehung bedingen, einen verschiedenen Salzgehalt haben, hier liegt eine Verschiebung der Grenzen zwischen zwei an und für sich nur wenig veränderten Schichten vor. Dieser Art waren auch zum Teil die komplexen Erscheinungen in den Schichten zwischen 20 und 40 m.

Obgleich aus dem vorliegenden, auf Expeditionen eingesammelten Materiale, das für Februar jedoch nur für wenige Orte vorliegt, unter Beachtung des Zusammenhanges und auf den an einigen Feuertürmen durch das ganze Jahr angestellten Untersuchungen fussend, der Verlauf des jährlichen Ganges im Salzgehalt mit guter Sicherheit bestimmt werden kann, erlaubt dieses Material kein exaktes Fixieren der jährlichen Amplitude dieser Veränderungen. Ausserdem sind in weiten Gebieten die Abweichungen von dem aus Mittelwerten hergeleiteten jährlichen Gang sehr gross; die von dem verschiedenen Charakter der einzelnen Jahre, sowie durch Zufall verursachten Abweichungen erreichen weiter meistens Beträge, welche die mittlere Amplitude übersteigen. Ein blosses Feststellen der Differenzen zwischen den für einen einzelnen Ort im Meere erhaltenen höchsten und niedrigsten Werten gibt auch Angaben, die in verschiedenem Grade von Zufälligkeiten beeinflusst sind. Wir haben hier daher alle 9 Werte des Salzgehaltes, welche im Mai, August und November in den Jahren 1904, 1905 und 1906 für die gewählten Tiefen an den beobachteten Stationen erhalten wurden, beachtet, und mittels dieser ist die wahrscheinliche Abweichung von dem gegebenen Mittelwerte hergeleitet worden. Die Bedeutung dieser wahrscheinlichen Abweichungen wird dadurch veranschaulicht, dass wenn dem an einem bestimmten Orte gefundenen Salzgehalte z. B. 5.5 ‰ eine wahrscheinliche Abweichung um 0.21 entspricht, die Salzgehaltswerte für willkürlich gewählte Zeiträume innerhalb der Zeit April—Dezember 1904—1906 zu ihrer halben Anzahl innerhalb, zu ihrer halben ausserhalb des Intervalls fallen, das 0.21 ‰ beiderseits um 5.5 ‰ abgrenzt, also zwischen 5.29 und 5.71 ‰; oder anders ausgedrückt, wir haben halbe Wahrscheinlichkeit dafür, dass die Abweichung vom Mittelwerte an einem Zeitpunkte binnen der gegebenen Periode grösser als die wahrscheinliche Abweichung ist, halbe Wahrscheinlichkeit dafür, dass sie kleiner als dieselbe ist. Diese wahrscheinliche Abweichung ist also ein Mass für die Veränderlichkeit des Salzgehaltes in der erwähnten Zeitperiode, unabhängig von der Ursache, welche diese Veränderung hervorrief.

Die Tafel II, N:o 4, 6, 8, 10, 12, 14 und 16 gibt uns diese Abweichung für verschiedene Tiefen und den Boden. Wir müssen uns bei dieser Gelegenheit mit einer kurzen Übersicht der Ergebnisse dieser Kartogramme begnügen. In dem Bottnischen Meerbusen tritt an allen Tiefen eine geringere Veränderlichkeit als im Finnischen Meerbusen und in der Ostsee hervor. Die geringste Veränderlichkeit überhaupt zeigt uns die Bottensee, und innerhalb dieser die Schicht von der Oberfläche bis 40 m Tiefe; der östliche und grössere Teil der See hat geringere Veränderlichkeit als der westliche. Das Schärenmeer bildet in dieser Hinsicht einen mit der östlichen Bottensee zusammenhängenden Teil, das Ålandsmeer wieder bis über 10 m von der Oberfläche eine Fortsetzung des westlichen Teiles dieser See. Eine deutliche Erklärung hierzu geben uns die Stromverhältnisse und die Tiefenverteilung, welche nur nordbaltisches Deckwasser durch das Schärenmeer nordwärts eindringen lässt oder das ohne viele Ummischung gebildete Oberflächenwasser der südöstlichen Bottensee ausgehen lässt; ähnlich wirkt der ziemlich permanente, ausgehende Strom im Ålandsmeere. Da hier in 20—40 m Tiefe annähernd dieselbe Veränderlichkeit wie in den entsprechenden Tiefen der nördlichen Ostsee herrscht, ist auch dieses aus gleichartigen Gründen natürlich. Die in der nördlichsten Bottenwiek hervortretende, grössere Veränderlichkeit ist auf die deckende, ziemlich süsse Schicht zu beziehen, die im Frühling stark zunimmt aber auch vom Winde etwas hin und zurück geschoben wird. Die Dünne dieser Schicht wird von der geringen Veränderlichkeit in 10 m Tiefe im selben Gebiete veranschaulicht. Der Unterschied zwischen den hydrographischen Verhältnissen an den südlichen und den nördlichen Pforten der Bottensee spiegelt sich auch in der Veränderlichkeit des Salzgehaltes ab. Der Nördliche Kvark zeigt an allen Tiefen ziemlich grosse Wechselungen; an der Oberfläche ist das Gebiet mit den grössten Veränderungen mehr nach der Bottensee zu, tiefer unten mehr nach der Bottenwiek zu geschoben, was alles wieder durch die Art der Wasserbewegungen, die Tiefenverteilung u. s. w. zu erklären ist. Binnen der Schären vor Wasa ist die Veränderlichkeit verhältnismässig kleiner. Es sind hierbei die verwandten Verhältnisse im Schärenmeere und bei den Schären vor Wasa zu beobachten. In den tieferen Schichten finden wir nur kleinere Wechselungen vor.

Im Finnischen Meerbusen und der nördlichen Ostsee gestaltet sich die Veränderlichkeit wechselnder. Wir können hier nicht auf den interessanten Zusammenhang zwischen der Veränderlichkeit einerseits und den Bewegungs- und Schichtungsverhältnissen andererseits ins Einzelne eingehen. Es sei nur noch hervorgehoben, dass wir an der Mündung des Meerbusens hinsichtlich des Salzgehaltes zwei Sprungschichten haben, die eine in 15—30 m Tiefe und weniger ausgeprägt, die zweite in 70—90 m Tiefe innerhalb des nordbaltischen Tiefwassers, in dessen unterem Teile. Das Wasser zwischen diesen beiden Sprungschichten, der untere Teil der nordbaltischen Deckschicht und der obere des nordbaltischen Tiefwassers, ist homohaliner. Dabei ist die Zunahme im Salzgehalte in der zweiten Sprungschicht grösser. Die zwischenliegende, beinahe homohaline Schicht wird gegen die Mitte des Meerbusens immer schmaler, so dass die beiden Sprungschichten hier in etwa 50 m Tiefe zusammenschmelzen und den Übergang zwischen der salzigeren Tiefenschicht und der salzärmeren Oberschicht bilden. Überall, wo sich das gottländische Tiefwasser über dem Boden der Ostsee dehnt, sind die Wechselungen im Salzgehalte nur gering; dagegen sind sie gross im nordbaltischen Tiefwasser, zum grössten Teile aus der Ursache, dass die einzelnen von den Sprüngen in Salzgehalt begrenzten Schichten von veränderlicher Mächtigkeit sind und das Wasser von bestimmtem Salzgehalte somit abwechselnd nach oben und nach unten geschoben wird (siehe den gelben Gürtel, Kartogram 16, Tafel II); sie nehmen in dieser Zwischenschicht ab um oben in der Deckschicht wieder zuzunehmen. Der Gürtel mit den grössten Wechselungen streckt sich längs dem Boden der Tiefenrinne nach innen bis 25° E Long., die Gegend um den Banken bei Åransgrund. Weiter nach innen liegt die Schicht mit der grössten Veränderlichkeit höher und ein Gebiet maximaler Veränderlichkeit liegt auf der Böschung gegen die beiden Küsten, während die Bodenschicht in der Mitte der Rinne aus Wasser von einer

anderen Zusammensetzung und mit nur geringen Wechselungen im Salzgehalte besteht. Die eben erwähnten Gebiete längs der Böschung der Rinne liegen in etwa 40—60 m Tiefe, auf dem Kartogramme N:o 10, Tafel II sieht man z. B. diese Schicht sich zwischen 26° und 27° E Long. quer über den Meerbusen in 40 m Tiefe strecken, auch das Kartogram 14 zeigt uns die Vereinigung der beiden Gebiete, hier in 80 bis 100 m Tiefe. Der innerste Teil des Finnischen Meerbusens mit seinen 10—30 m Tiefe zeigt, wohl vor allem infolge der zusammengedrängten Form, von der Oberfläche bis zum Boden sehr wechselnde Verhältnisse, im Gegensatz zu den sonst verwandten Verhältnissen des nördlichen Teiles der Bottenwiek. Es sei noch hinzugefügt, dass die Veränderlichkeit in dem Ålandsmeere und dem angrenzenden Teile der Bottensee zwischen etwa 20—60 m Tiefe annähernd dieselbe ist wie in den entsprechenden Tiefen der nördlichen Ostsee, und von 60 m Tiefe bis zum Boden ungefähr dieselbe wie zwischen 20—60 m, also nur gering.

8. Der Sauerstoffgehalt.

Als ein obgleich nur annäherndes Mass der Zeit, während welcher eine Wasserschicht von direkter Kommunikation mit der Atmosphäre abgesperrt gewesen ist, wird in der Hydrographie oft deren Gehalt an gelöstem, atmosphärischem Sauerstoff angewendet. Das Tierleben verbraucht nämlich stets Sauerstoff, daher ist man berechtigt aus niedrigem Sauerstoffgehalt auf eine längere Abgeschlossenheit zu schliessen. Die Löslichkeit des Sauerstoffes nimmt mit steigender Temperatur und wachsendem Salzgehalte ab. Um ein richtiges Mass von dem Verbräuche von atmosphärischem Sauerstoff zu erhalten, wird daher die gefundene Sauerstoffmenge mit derjenigen verglichen, welche bei derselben Temperatur und demselben Salzgehalte gefunden worden wäre, wenn das Meereswasser mit Sauerstoff gesättigt wäre, dieses gewöhnlich so, dass die gefundene Sauerstoffmenge in % von der bei Sättigung vorliegenden ausgedrückt wird; es wird also ein relativer Sauerstoffgehalt gegeben.

Jede Wasserschicht im Meere ist stets durch die Ummischung mit den angrenzenden Schichten Veränderungen ausgesetzt. Der erhaltene Sauerstoffgehalt kann daher kein Mass eines einheitlichen Verbrauches sein. Da weiter der Sauerstoffverbrauch keineswegs als mit der Zeit proportional angesehen werden darf, auch die Löslichkeit des Sauerstoffes keine lineare Funktion des Salzgehaltes und der Temperatur ist, und wir daher bei successiver, nicht immer direkt zu ermittelnder Vermischung nicht der Veränderung des Sauerstoffprozentos zu folgen vermögen, ist es einleuchtend, dass nur qualitative Überschlüsse auf den Sauerstoffanalysen fassen können.

Relativer Sauerstoffgehalt (‰) an einigen ausgewählten Stationen:

<i>Oberfläche:</i>							<i>In 50 m Tiefe:</i>						
Ort	1905		1906		1907		Ort	1905		1906		1907	
	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Juni		Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Juni
F 8	—	97.0	98.6	—	96.9	—	F 8	91.7	91.9	98.6	—	94.8	—
F 12	100.8	97.0	98.4	99.1	97.9	100.7	F 12	91.9	90.5	98.9	95.2	93.4	—
F 24	101.9	98.1	102.6	102.9	99.3	111.6	F 24	90.2	96.8	100.9	96.4	88.6	99.1
F 26	101.0	—	97.0	103.2	97.6	101.9	F 26	98.0	90.8	101.0	99.3	93.5	102.7
F 30	102.7	98.0	102.9	102.0	97.8	106.5	F 30	91.9	90.5	100.9	99.7	96.9	103.5
F 33	—	—	103.3	104.1	97.8	103.6	F 33	91.5	89.9	103.0	96.6	97.8	101.9
F 45	—	95.6	103.2	103.8	95.0	—	F 45	—	74.3	88.8	76.7	72.0	—
F 54	—	95.7	109.1	103.7	95.0	—	F 54	81.5	89.6	93.4	81.5	83.3	—
F 61	—	—	108.2	—	96.6	—	F 61	85.7	93.8	95.7	—	88.3	—
F 64	100.7	96.8	107.1	99.3	97.2	104.3	F 64	91.6	90.1	92.9	93.7	95.3	94.7
F 67	—	97.2	106.1	—	97.8	108.9	F 67	95.4	90.0	95.0	—	96.7	96.3
F 71	—	95.9	107.7	—	95.1	—	F 71	91.4	94.3	98.7	83.8	94.8	—
F 75	—	—	108.4	98.7	96.8	—	F 75	100.8	89.3	96.1	94.4	—	—

Am Boden.

Crt	1905			1906			1907	
	Aug.	Nov.	Mai	Aug.	Nov.	Juni		
F 8	83.9 94 m.	90.2 90 m.	90.5 63 m.	— —	90.0 82 m.	— —		
F 12	90.7 115 „	89.5 108 „	94.8 106 „	91.8 118 m.	88.7 115 „	94.8 107 m.		
F 24	78.9 200 „	81.6 184 „	82.8 203 „	76.5 185 „	79.1 173 „	82.6 200 „		
F 26	85.4 125 „	83.2 138 „	79.5 136 „	78.3 143 „	80.0 140 „	— —		
F 30	84.4 107 „	77.5 117 „	71.4 123 „	87.6 125 „	86.7 105 „	— —		
F 33	— —	88.1 136 „	94.1 130 „	90.9 125 „	86.4 136 „	96.1 130 „		
F 45	58.9 72 „	70.4 65 „	87.3 67 „	73.6 68 „	68.5 67 „	— —		
F 54	39.8 104 „	52.1 94 „	73.4 101 „	42.4 99 „	58.9 92 „	— —		
F 61	35.6 94 „	74.6 80 „	41.7 99 „	48.1 94 „	55.6 80 „	— —		
F 64	88.7 235 „	84.2 260 „	95.7 250 „	89.3 290 „	82.3 292 „	94.7 275 „		
F 67	91.4 213 „	85.6 205 „	99.8 212 „	88.5 191 „	80.4 215 „	97.8 199 „		
F 71	36.5 157 „	9.8 155 „	11.6 156 „	35.7 154 „	— —	— —		
F 75	37.6 176 „	— —	34.4 138 „	— —	36.1 125 „	— —		

An der Oberfläche finden wir in dem relativen Sauerstoffgehalte einen ausgeprägten jährlichen Gang. Nachdem die Oberschichten während des Sommers annähernd in Sauerstoffgleichgewicht mit der Atmosphäre gekommen sind, wird mit abnehmender Temperatur im Herbst ihre Löslichkeit grösser, die Temperaturabnahme geschieht dabei schneller, als die Oberfläche neuen Sauerstoff aufzunehmen vermag, wir erhalten daher niedrigeren Sauerstoffgehalt, etwa einige und 90 %. Im Frühling, wenn die Löslichkeit mit der zunehmenden Temperatur kleiner wird, erhalten wir wieder einen höheren %, etwa 110 %. Wir finden also im Winter und Sommer annähernd gesättigte Oberflächenschichten, im Frühling übersättigte, im Herbst nicht voll gesättigte.

Die Auslüftung unserer Meere streckt sich im allgemeinen bis über 50 m (siehe Kartogram 17, Tafel II). Infolge der Wirkung von Vertikalzirkulation und Ummischung finden wir in dieser Tiefe im Frühling die höchsten Werte, im Herbst die niedrigsten. In der Bottensee und in der Ostsee können wir im Frühling sogar in 50 m Tiefe Übersättigung finden. In der Bottensee finden wir in 50 m Tiefe eine durch Verbrauch innerhalb des Gebietes hervorgerufene, allmähliche Abnahme im relativen Sauerstoffprozente; das eben eingekommene Tiefwasser ist im Durchschnitt beinahe gesättigt. Auch das durch den Nördlichen Kvarik in die Bottenwiek einströmende 50 m Wasser stammt aus höheren Schichten und hat einen bedeutenden Sauerstoffprozent, der innerhalb des Gebietes abnimmt. Im Finnischen Meerbusen finden wir immer in 50 m Tiefe einen geringen Sauerstoffprozent, der je weiter wir in den Meerbusen einwärts dringen, immer kleiner wird. Dieses beruht teils darauf, dass die salzreichere, während längerer Zeit abgeschlossene, eingehende Bodenschicht, welche jedoch durch stete Ummischung an Salzgehalt allmählich einwärts abnimmt, sich zu höheren Niveaux streckt, ist aber auch teils auf den Verbrauch zurückzuführen.

Längs dem Boden überwiegt dagegen, wenn wir dem Belaufe des Sauerstoffprozent von der Ostsee in den Finnischen Meerbusen nach innen folgen, die Wirkung der Ausmischung diejenige des Sauerstoffverbrauches; von ca 30 % im Tiefenbecken der nördlichen Ostsee und sogar nur 10 % in der Gottlandtiefe steigen die Werte. Am grössten ist die Steigung in dem Gebiete, wo die Bodenschicht aus nordbaltischem Tiefwasser besteht, über den tiefen Gebieten der inneren Hälfte des Finni-

schen Meerbusens sind die Verhältnisse ziemlich konstant. Im Ålandsmeere, der Bottensee und der Bottenwiek, in den Tiefengebieten nördlich von den Orten, über denen das Wasser am regsten einströmt, finden wir ein deutliches, fortschreitendes Abnehmen des Sauerstoffprozent, das auf den Verbrauch in den Gebieten zurückzuführen ist. In den grösseren Tiefen finden wir den höchsten relativen Sauerstoffprozent im Ålandsmeer und gleich nördlich von diesem im Anfang des Frühlings, wenn das über den Banken einströmende Wasser im Winter ausgelüftet worden ist, den niedrigsten Sauerstoffprozent wieder im August–November beinahe gleichzeitig mit dem höchsten Salzgehalte. Weiter nördlich finden wir den höchsten relativen Sauerstoffgehalt immer mehr verspätet im Herbst und Winter, den niedrigsten im Sommer. Im Sommer werden die einzelnen, zum Areal geringeren Tiefen, welche wir hie und da auf der Bank Stockholm—Hangö vorfinden, zum Teile ausgelüftet. Eine von diesen, die auf der Karte ausgesetzte Bogskärtiefe, hat am Boden einen mittleren Sauerstoffgehalt von weniger als 20 % und erreicht zu dieser Zeit einen Sauerstoffprozent von 35 %. In dem Tiefenbecken der Ostsee wechselt der Sauerstoffprozent nur wenig, bei dem spärlichen Materiale kann keine jährliche Periode nachgewiesen werden. In dem Finnischen Meerbusen finden wir den höchsten Wert im Sommer den niedrigsten im Winter.

9. Ströme und Wassertransport.

Wir haben in dem vorangehenden bei der Erörterung einzelner Fragen immer wieder um den Zusammenhang zu ermitteln zu den Bewegungserscheinungen gegriffen. Bei unserem Rückblick auf die Vorstellungen, welche man sich im Laufe der Zeit von der Wasserhaushaltung der Ostsee geschaffen hat, wurde es hervorgehoben, dass die jeweilige Auffassung, die man, teils auf einzelnen Beobachtungen, teils auf seemännischen Erfahrungen fussend, angenommen hatte, sich oft von der Wirklichkeit unterschied, wenn sie auch mit anderen dazumal herrschenden Ansichten gut übereinstimmte. — Der von uns gegebene Zusammenhang mit den Bewegungserscheinungen mag wohl recht eindeutig dünken; eine definitive Entscheidung gestatten nur direkte Angaben über die Ströme.

Die direkte Messung der Ströme ist der Teil der hydrographischen Beobachtungsarbeit, der mit den grössten Schwierigkeiten verbunden ist. Die Meeresströme sind nämlich sehr wechselnder Natur. In Gewässern mit starken Gezeiten dominieren meistens diese, sie bewegen sich aber nur hin und zurück, dabei entsteht aber keine resultierende Versetzung der Wassermassen von Bedeutung. Weiter wirken Wind, Luftdruck u. s. w. auf den Strom. Werte, die man bei einer gewissen Gelegenheit ermittelt hat, können daher von Zufälligkeiten beeinflusst sein. Was wir über die Ströme vor allem zu kennen wünschen, sind die Wasserversetzung, welche sie zu Stande bringen, ihre Wechselungen sowie deren Ursache, ihren Verlauf in verschiedenen Tiefen, die Mächtigkeit der einzelnen Stromschichten und noch manches andere. Um die Wechselungen verschiedener Art gut aus einander halten zu können, sowie zur Herleitung der Wasserversetzung ist indessen ein sehr grosses, am besten einen Zeitraum von mehreren Jahren umfassendes Beobachtungsmaterial erforderlich.

Die einzige Möglichkeit solche ausgedehnte Beobachtungsreihen anzustellen bieten uns die während der ganzen Verschiffungszeit draussen im Meere verankerten Feuerschiffe. Es sind auch an diesen von einzelnen Ostseeländern solche Beobachtungen in verschiedener Weise organisiert worden. Da die Aufgabe dieser Schiffe, die Seefahrenden vor gefährlichen Untiefen zu warnen, ausschliesslich die Stationsorte bestimmt, sind diese in hydrographischer Hinsicht natürlich oft genug nicht glücklich gewählt. In der Ostsee haben sie doch meistens eine solche Lage, dass der Stromverlauf für ein recht grosses, umgebendes Gebiet als charakteristisch angesehen werden darf. Die Beobachtungen, die an den Feuerschiffen erhalten werden, sind, einzeln betrachtet, mit nicht ganz unbedeutenden Fehlern behaftet; das Instrumentel, das an ihnen in jeder Witterung zur Anwendung kommen können muss, muss natürlich einfach gebaut sein, und obgleich die Zeit für die einzelne Beobachtung ziemlich lang genommen wird, darf man, auch wenn die Beobachtungen wie bei uns mittels Fliesskörper ausgeführt werden, nicht annehmen, dass die Schwingungen des verankerten Schiffes während der Beobachtungszeit schon ausgeglichen würden. Diese Fehler tragen aber kein

systematisches Gepräge, in einem grösseren Materiale wiegen sie vielmehr einander auf; so haben wir denn, trotz der offenbaren Unsicherheit der einzelnen Beobachtungen, eben in diesen Feuerschiffstrommessungen ein gutes Material zur Untersuchung der Stromverhältnisse.

Das Anstellen exakter Beobachtungen von Stromstärke und Stromrichtung ist eine äusserst umständliche und zeitraubende Arbeit, auch kann sie in Gebieten mit grösseren Tiefen als die der Ostsee im allgemeinen kaum noch mit grösserer Genauigkeit ausgeführt werden. Vor allem sind die Schiffsbewegungen eine stete Fehlerquelle, und ihrer Wirkung ist nur bei besonders stillem Wetter zu entgehen.¹⁾ Indessen hat für uns der Stromverlauf eben bei stärkerem Winde viel Interesse, und bei solchem Winde können nicht einmal in Gebieten mit sehr starken Gezeiten die Eigenbewegungen des Schiffes ausser Acht gelassen werden. In der Ostsee mit ihren verhältnismässig schwachen Strömen ist daher die gleichzeitige Bestimmung der Schiffsbewegungen nötig, damit die einzelnen Beobachtungen solcher Genauigkeit werden, dass aus ihnen annähernd sichere Schlüsse über die Wasserbewegungen gezogen werden können; im eigentlichen offenen Meere, oder an einzelnen, in hydrographischer Hinsicht besonders interessanten Punkten, wo man zur Lösung solcher Fragen entscheidender Natur, welche sich bei der Arbeit erhoben haben, am meisten wirklich sichere Beobachtungen wünscht, gestatten die Arbeitsmöglichkeiten nur einzelne solche.

Ausser der eben beschriebenen, direkten Strommessungen wird seit langem ein indirekter Weg zur Ermittlung der Wasserversetzung benutzt, nämlich das Auswerfen fliessender mit einem Formulare versehener Gegenstände, wo der Finder gebeten wird über Fundort, Zeit u. s. w. Auskunft zu geben. Solche Flaschenposten, teils auch solche, an denen um die Angriffsfläche des Stromes zu vergrössern, diejenige des Windes zu verkleinern, ein Korb aus Stahldraht und Zeug befestigt wurde, sind in unserem Gebiete zu verschiedenen Zeiten ausgesetzt worden, und haben sie, obgleich der Weg zwischen Ort des Auswerfens und des Findens unbekannt ist, sowie auch gewöhnlich der Zeitpunkt an dem die Flasche zum Fundorte angelangt ist, Auskünfte über die Wasserbewegungen gegeben.

Wir wollen hier in einem Abriss die aus dem vorliegenden Material gewonnenen Angaben über Art und Grösse der Ströme, sowie eine Beschreibung der Wasserversetzung geben.

Die untenfolgenden Tabellen geben uns für einige schwedische, finnische und russische Feuerschiffe den resultierenden Strom für die drei Monate Juni, August und Oktober und für die Zeit Juni—Oktober (Richtung, aus welcher der Strom kommt, Geschwindigkeit cm/sec) und weiter die resultierende Bewegung in Prozents von dem ganzen Stromwege, also der Wasserversetzung ohne Beachtung der Richtung, summiert. Die Zahlen für die schwedischen Feuerschiffe sind aus den Beobachtungen direkt berechnet, dabei sind die Angaben für Finngrundet durch Vergleichen mit Grundkallen in cm/sec übersetzt.²⁾ Die Zahlen für die russischen Feuerschiffe³⁾ beziehen sich in der Hauptsache auf die Jahre 1901—03, für die finnischen auf Beobachtungen von 1907—09, dabei ist wegen der Unhomogenität der Beobachtungen nicht allen das gleiche Gewicht gegeben. Deshalb und wegen der kurzen Zeiträume, auf welche sich diese Zahlen beziehen, mögen sie als vorläufige bezeichnet werden.

¹⁾ Diese Schriftfolge N:o 2. S. 52.

²⁾ Diese Schriftfolge N:o 2. S. 74.

³⁾ Собрникъ гидрометеорологическихъ наблюдений, издаваемый Метеорологическою Частью Главнаго Гидрографическаго Управленія. С. П. Б.

Feuerschiff	N Br.	E L.	Jahr	Juni		Aug.		Okt.		Juni—Okt.	
				Res. Strom	‰	Res. Strom	‰	Res. Strom	‰	Res. Strom	‰
Sydostbrotten	63° 20'	20° 14'	1904	N 5° W 1.1	17	S 26° E 4.1	36	N 17° E 3.5	37	N 31° E 1.0	10
			1905	N 37° E 3.4	28	N 52° E 3.7	26	N 22° E 4.7	41	N 41° E 3.4	29
Finngrundet	61° 2'	18° 31'	1904	N 22° W 4	38	N 6	46	(N 52° W 12)	(91)	N 31° W 2	37
			1905	N 9° W 3	23	N 38° W 17	83	(N 64° W 13)	(82)	N 66° W 1	24
Grundkallen	60° 30'	18° 54'	1904	N 9° E 3.5	43	N 10° W 9.3	62	N 16° W 7.3	71	N 8° W 6.6	63
			1905	N 1° W 6.0	59	N 2° E 11.4	59	N 7° W 8.1	48	N 2° W 10.2	61
Plevna	65° 26'	24° 22'	—	N 50° E 1	40	S 50° W 2	30	S 15° W 4	60	S 55° W 1.5	20
Nahkiainen	64° 35'	23° 52'	—	W 2	60	S 20° E 3	40	S 30° W 9	70	S 60° W 2.5	35
Helsingkallan	63° 37'	21° 49'	—	N 60° E 1	20	N 55° E 2	35	S 35° W 3.5	45	S 65° W 1.0	10
Snipan	63° 26'	20° 44'	—	S 10° E 5	35	S 7	45	S 20° W 12	40	S 10° W 5.5	25
Storkallegrund	62° 40'	20° 43'	—	N 50° E 0.5	15	S 30° W 1.5	25	S 20° W 7	75	S 20° W 1.5	25
Relandersgrund	61° 7'	21° 7'	—	N 35° E 2	45	S 5° W 2	25	S 10° W 12	90	S 5° E 3.5	45
Storbrotten	60° 26'	19° 13'	—	N 60° E 0.5	20	N 60° E 0.5	15	S 40° W 5	55	S 80° W 1.5	25
Äransgrund	59° 58'	24° 55'	—	N 80° E 1 à 2	30	E 2	43	S 45° W 5	50	S 80° E 1.5	20
Werkkomatala	60° 17'	28° 46'	—	N 5° W 2	30	S 10° E 3	45	S 10° E 4	45	S 45° W 2.5	25
Kallbådagrund	59° 59'	25° 37'	—	S 70° E 6	50	S 40° W 6	45	S 45° E 6	70	S 20° W 3.5	25
Revalstein	59° 43'	24° 45'	—	S 45° E 2	30	S 70° W 8	70	W 4	55	S 80° W 3	35
Nekmansgrund	59° 6'	22° 14'	—	N 80° E 2	30	W 9	55	S 25° W 12	45	S 5° E 3	15
Libau	56° 32'	20° 52'	—	S 1	25	S 10	65	S 5° E 12	55	S 10° W 6.5	45

Richten wir zuerst unsere Aufmerksamkeit auf den resultierenden Oberflächenstrom (Kartogramme 1—4 Blatt III). Wie wir schon bemerkt haben, ist dieser im Juni über dem ganzen Gebiete überwiegend ausgehend. Dabei ist in dem Bottnischen Meerbusen das Gebiet mit auswärtsgehendem Strome an der schwedischen Seite bedeutend breiter. In der Bottensee, in deren Längsrichtung, finden wir ein Gebiet, innerhalb dessen wir die Wasserversetzung als äusserst gering und eher nach innen gerichtet zu betrachten haben. Dieses wird von Pfeilen, welche eine unbestimmte rotierende Bewegung andeuten, angegeben.

Dieses Gebiet geht in der Ostsee in ein anderes über, für welches wir aus der Salzgehalt- und Temperaturverteilung auf einwärts gerichteten Strom schliessen müssen. Das Gebiet dehnt sich durch den Nördlichen Kvark nördlich über die Gegend um das Feuerschiff Snipan bis in die Bottenwiek, wo wir an dem mittleren Teil der finnischen Küste, in der Umgegend vom Feuerschiffe Nahkiainen, einwärts gehenden Strom antreffen. Wir begegnen weiter Ausnahmen von der gleichförmig auswärtsgerichteten Bewegung in der Form von geringeren Kreisbewegungen bei Odensholm und Hogland, sowie in der Nähe der Wiburger Wiek.

Die grösseren Versetzungsgeschwindigkeiten in den Oberflächenschichten des inneren Teiles des Finnischen Meerbusens brauchen wir nicht als Anomalien zu betrachten, wenn wir uns vergegenwärtigen, dass das Speisungsgebiet dieses Meerbusens $\frac{4}{5}$ desjenigen des mehr als dreimal grösseren Bottnischen Meerbusens beträgt.

Im August bemerken wir, dass ein Umschlag in den Verhältnissen eingetroffen ist; wir haben längs der Ostküste und im Finnischen Meerbusen längs der Südküste einen eingehenden Strom stärker als der ausgehende Strom im Juni und finden, dass an der westlichen beziehungsweise nördlichen Küste der auswärtsgerichtete Strom an Stärke zugenommen hat. Åland ist die Grenze zwischen dem in die Bottensee eingehenden und dem aus dieser See ausge-

henden Ströme; längs der südwestlichen Küste Ålands sehen wir einwärts gerichtete Wasserbewegungen, die schon im Ålandsmeere in die ausströmenden Wassermengen übergehen. Aus Salzgehalt und Temperatur in der Bottensee müssen wir auf eine Umkreisung des nördlichen Ålands schliessen, ebenso dass zwei Kreisbewegungen, die eine in der Mitte der See, die andere in deren nördliche Hälfte entstehen; wir finden nämlich in diesem Monat regelmässig in den Oberflächenisohalinen Ausbuchtungen, welche jedenfalls zum grössten Teile auf solche Bewegungen zurückgeführt werden müssen. In der Bottenwiek finden wir zwei gleichartige Kreisbewegungen angedeutet, die nördliche in dem innersten Teile der Wiek. Für den Finnischen Meerbusen, wo solche Bewegungen keineswegs ausgeschlossen sind, gestattet uns das vorhandene Material nicht solche mit Sicherheit festzustellen.

Im Oktober ist der Zustand gleichartig: die resultierenden Ströme, besonders die einwärtsgehenden sind indessen stärker geworden. Sie dringen aus der Ostsee von beiden Seiten um Åland herein und rufen nördlich von dieser Insel in der südlichsten Bottensee eine Kreisbewegung gegen die Sonne hervor. Wir sehen den ganzen nördlichen Teil der Oberfläche der Bottensee von einem gleichartigen, grossen Kreisstrom bewegt; in der Bottenwiek sind auch die im August herrschenden Verhältnisse verschärft, so auch im Finnischen Meerbusen. Auch finden wir, dass das aus dem Finnischen Meerbusen strömende Wasser jetzt, wie im August, mit Ostseewasser gemischt wird um dann in das Schärenmeer getrieben zu werden.

Wir wollen nun die eben beschriebenen Zustände mit den Windverhältnissen¹⁾ vergleichen. Die Luftdruckverteilung über unserem Gebiete bietet im Herbst und Winter grössere Unterschiede, ist im Frühling und Sommer gleichmässiger; demgemäss haben wir in jener Jahreshälfte ausgeprägtere, in dieser schwächere resultierende Bewegungen. Im Frühling oder Vorsommer (Juni) sind die Windresultanten ziemlich unbestimmt, sogar schwach auswärtsgerichtet. Der Strom war ja damals in der Hauptsache auswärtsgehend. Wo aber eine einwärts gerichtete Bewegung in den Oberflächenschichten geherrscht hat, wie bei Bogskär in der nördlichen Ostsee, längs der finnischen Küste in der Bottenwiek, bei Odensholm und Hogland, sowie im innersten Teile des Finnischen Meerbusens, haben wir resultierende Luftbewegungen, welche für eingehenden Strom günstig sein müssen. Auch die ausgeprägte, südliche Komponente der auswärtsgerichteten Bewegung in der Oberfläche des Finnischen Meerbusens korrespondiert mit den Windverhältnissen. Im August, wo schon ein Übergang von den Sommer- zu den Herbstverhältnissen wahrzunehmen ist, finden wir für den Bottnischen Meerbusen Windresultanten mit einer, wennoch geringen, einwärtsgerichteten Komponente und für den Finnischen Meerbusen eine nach innen gerichtete Resultante. Im Herbst ist diese Verteilung ausgeprägt: im Bottnischen Meerbusen nach innen gerichtete Resultanten mit einer westlichen Komponente, an der schwedischen Küste sind sie jedoch schwächer oder wechselnd, in der nördlichen Ostsee und im Finnischen Meerbusen ungefähr südwestliche resultierende Winde. Somit finden wir im Verlaufe des resultierenden Stromes und des resultierenden Windes einen deutlichen Parallelismus. Wir mögen uns hierbei vergegenwärtigen, dass die Erdrotation den Strom etwas nach rechts, bei uns um etwa um 15° , von der Windrichtung ablenkt.

Wir können nun über die Wasserbewegungen folgenden Satz aussprechen, den wir noch künftig auf anderem Wege bestätigt sehen werden. Der Wind hat auf die Wasserversetzung an der Oberfläche eine quantitativ grössere Wirkung als die Dichtigkeitsdifferenzen, denn auch die Zunahme in der Geschwindigkeit vom Frühling bis zum Sommer und Herbst in dem auswärtsgehenden, resultierenden Ströme längs der westlichen, beziehungsweise nördlichen

1) G. RUNG: Répartition de la pression atmosphérique sur Europe, observée de 1881 à 1895, et direction moyenne du vent sur les littoraux. Copenhague 1904. — Diese Schriftfolge Nr 2. S. 99 ff. — Atlas de Finlande, 1910, Kartenblatt 17.

Küste ist auf die grössere Windwirkung auf den eingehenden Strom zurückzuführen. Wir müssen nämlich hier, wie überhaupt bei Bewegungen in jedem Fluidum, damit rechnen, dass alle Bewegungen neue hervorrufen, welche die ersten kompensieren. Hierbei ist zwischen zwei Fällen zu unterscheiden. Die Kompensation von Bewegungen, welche von einer äusseren Kraft erzeugt werden, hier Wind, Luftdruckwechselungen oder Gleichgewichtsstörungen, findet in einem geschichteten Meere wesentlich und direkt in derselben Schicht statt; durch die Friktion und das nach unten hin gestörte Gleichgewicht, also nur geschwächt, indirekt, können sie auf die unterliegenden Schichten einwirken und in diesen neue Bewegungen hervorrufen; die Schichtung selbst verändert, sich nur durch Ummischung. Nur innere Bewegungsursachen, wie Erwärmung und Abkühlung oder Zufuhr von neuem Wasser, welche alle direkt dahin streben die Schichtung selbst umzugestalten, rufen eine Zirkulation hervor, welche die affizierten Schichten verändert und unter einander verschiebt; somit entstehen z. B. bei Bewegungen, welche von einem stationären Zustande abhängen, Kompensationsbewegungen durch die Schichten¹⁾. In dem eben besprochenen Falle haben wir also vor allem eine Kompensation in den oberen, homogenen Schichten zu erwarten. Diese Bewegungen wirken durch Mitreissen auf die unteren Schichten; durch die Bewegungen dieser werden namentlich die Wasserverluste ersetzt, welche sie an die oberen Schichten erlitten haben.

Indessen sind wir nicht berechtigt der Dichtigkeitsverteilung jegliche Wirkung abzusprechen. Schon die Verteilung von Salzgehalt und Temperatur schliesst eine Erklärung aus, welche dem Winde die einzige oder doch ganz überwiegende Wirkung zuschriebe, auch die Dichtigkeitsdifferenzen sind eine Kraft, die nicht unbeachtet zu lassen ist. Die Verhältnisse im Juni, wenn der resultierende Strom im Ålandsmeere längs der finnischen Küste des Bottnischen Meerbusens und im Finnischen Meerbusen gegen schwachen Wind geht, oder nur wenig von diesem beeinflusst wird, klären uns am besten über das Verhältnis zwischen diesen beiden Ursachengruppen auf. Somit dürfen wir uns vorstellen, dass in den anderen Jahreszeiten der eingehende, vom Winde erzeugte Strom über der einen Hälfte des Gebietes die Wirkung der Dichtigkeitsverteilung aufhebt, während diese sich in der anderen Hälfte um so mehr geltend macht. Machen wir nach den üblichen dynamischen Methoden eine Berechnung der Bewegungen, die in einem windstillen Meere zu erwarten wären, so erhalten wir für Sommer und Herbst eine Zirkulation in den Oberschichten, welche der in der Wirklichkeit herrschenden entgegengesetzt ist. Es liesse sich somit das Kraftfeld in den oberen Schichten mit einer Feder vergleichen, die einerseits immer wieder aufgezogen würde um andererseits immer wieder Arbeit zu liefern.

Die hier gewonnenen Resultate können, da ja die Verhältnisse in der ganzen Ostsee im grossen ganzen derselben Art sind wie diejenigen in unseren Gewässern, in grossen Zügen auf diese ausgedehnt werden. Was aber mehr ist, wir erhalten hier, da ja die Gesetze, welche die Wasserbewegungen im Meere beherrschen, überall dieselben sind, einen entscheidenden Fall in einer ozeanischen Streitfrage, nämlich derjenigen von der Bedeutung der Dichtigkeitsdifferenzen und des herrschenden Windes in der Ursachenkette der Meeresbewegungen. Die Dichtigkeitsunterschiede in unseren Gewässern sind unter den grössten, die in den Meeren überhaupt vorkommen, die Winde in unseren Breiten sind dagegen wechselnd und keineswegs besonders stark. Auf die Zirkulation im

¹⁾ Es übereinstimmt also die Auffassung von der Art der Strömungen, welche man sich aus den Verhältnissen in unseren Meeren bilden muss, mit den Gesichtspunkten, welche neulich J. W. SANDSTRÖM (Annalen der Hydrographie etc. 1908 S. 6 u. f.) zur Erklärung seiner Experimente herangezogen hat.

Meere muss somit in den oberen Schichten der Wind in viel höherem Grade als die Dichtigkeitsunterschiede das Gepräge setzen; es wird auch der Hauptteil der entsprechenden kompensierenden Bewegungen in diesen oberen Schichten stattfinden. Diese entwickeln sich da, wo die Windverhältnisse ihnen am günstigsten sind oder den geringsten Widerstand bieten; auch in diesen oberen Schichten kommen die Dichtigkeitsunterschiede zu ihrem Rechte, indem sie die Geschwindigkeit der entsprechenden Ströme vergrössern. Weiter unten bekommt die Druckverteilung eine immer entscheidendere Bedeutung und es entsteht eine Zirkulation, die (mit den Bewegungen in den oberen Schichten) ein System bildet, dessen Kompensationsbewegungen wesentlich von der später beschriebenen Art sind (und also durch die Schichten wirken). Auch die Gestaltung des Meeresbettes und die Erdrotation wirken hier mit.

Die Gestaltung der Stromverhältnisse im Winter können wir natürlich nicht exakt herleiten. Sie müssen indessen einen Übergang von den Verhältnissen im Oktober zu denen im Juni zeigen. Wir wissen, dass die Windverhältnisse, welche im Herbst den Bewegungen der Oberflächenschichten ihr Gepräge aufgedrückt haben, im Winter weiter so ausgebildet werden, dass sie die Gebiete umkreisende Bewegung noch ausprägen müssten; an der schwedischen Seite des Bottnischen Busens haben wir sogar eine wennoch sehr schwache, auswärtsgerichtete Windresultante. Die homogene, jetzt mächtigere Oberflächenschicht streckt sich im Winter bis 50 m Tiefe; da wir in gewissem Masse die Sprungschichten als Grenzen zwischen den Bewegungssystemen ansehen müssen, besonders bei Bewegungen, die von einer äusseren Kraft hervorgerufen sind, muss dieses, da ja grössere Wassermassen in Bewegung gesetzt werden, einer schnelleren, grösseren Zunahme in der Geschwindigkeit der Wasserversetzung entgegenwirken. Das grösste Hindernis für den Bestand dieses Bewegungssystems ist aber die Eisdecke, welche für die Zeit, in welcher sie fest liegt, das Meer von der Windwirkung abschneidet. Die Druckverteilung fängt nun an unter der Eisdecke die Wasserbewegungen umzuformen, und so finden wir schon im Vorfrühling in der Hauptsache die Verhältnisse vor, die im Frühling herrschen werden.

Wir ersehen hieraus, dass im Winter die jeweilige Gestaltung der Eisdecke in den verschiedenen Jahren der Wasserversetzung in den Oberflächenschichten einen ganz verschiedenen Charakter geben kann, der wieder in der Folge Einfluss haben wird. In noch höherem Grade werden die Winde, welche ja von Jahr zu Jahr stark wechseln, Stromverhältnisse erzeugen, die in den verschiedenen Jahren einen ganz verschiedenen Charakter haben. Dieses zeigt sich gewöhnlich besonders deutlich im Finnischen Meerbusen, wo die Windresultante oft nach der Längsrichtung des Meerbusens, bald etwas nach der einen bald nach der anderen Seite fällt, und wo sich die Variationen infolge der offenen Verbindung mit der Ostsee über der grossen Fläche besser geltend machen können als im Bottnischen Meerbusen. Dieser individuelle Charakter der einzelnen Jahre ist, wie in einem anderen Zusammenhange schon hervorgehoben wurde, recht bezeichnend für die meisten Vorgänge in den Meeren.

Das Kartogramm N:o 4 gibt uns weiter die Resultante für die Zeit Juni—Oktober. Sie zeigt uns Wasserbewegungen, die in ihrer Art denjenigen im August und Oktober am meisten gleichen, nur sind natürlicher Weise die resultierenden Geschwindigkeiten geringer. Auf eine solche Bewegung durch das Jahr kann man schon allein aus der Salzgehalts- und Temperaturverteilung schliessen. In einer früheren Übersicht der Hydrographie des Bottnischen Meerbusens haben wir schon, auf dieser Verteilung fussend, die umkreisende Bewegungsart angegeben; wir finden diese jetzt von den Feuerschiffsbeobachtungen bestätigt.

Bevor Beobachtungen des Oberflächenstromes auch in der Richtung von finnischen Feuerschif-

fen vorlagen, wurde schon durch die Flaschenposten eine Bestätigung erhalten¹⁾. Diese Flaschenposten, welche ein Mass der Wasserversetzung geben, obgleich sie nur eine untere Grenze für die Geschwindigkeit zu fixieren erlauben, zeigen uns auch den Unterschied in der Versetzung in den verschiedenen Jahreszeiten; die beinahe überall auswärtsgerichtete Bewegung im Frühling und die Zirkulation gegen die Sonne im Sommer und Herbst. Wir müssen auch aus den Flaschenposten auf eine grössere Geschwindigkeit für den Herbst als für den Sommer schliessen; wohl werden die im Herbst ausgeworfenen Flaschen zum grössten Teile erst nach dem Winter wiedergefunden, da ja während dieser Jahreszeit die Schifffahrt unterbrochen ist; alle diejenigen welche, noch im selben Jahre aufgehoben werden, deuten aber schon eine raschere Versetzung als die Sommerflaschen an. Wir sehen, dass alle unsere Ergebnisse, obgleich unter sich so verschiedener Art, uns zu derselben Auffassung der Bewegungen in den oberen Schichten führen.

Bevor wir in der Darstellung weiter schreiten, wollen wir hier einige Zahlenwerte geben, welche die Ausdehnung dieser Wasserversetzung klarlegen sollen. Im Juni erreichen die resultierenden Versetzungen in dem Bottnischen Meerbusen und der Ostsee, die Verengungen des Nördlichen Kvarks und des Ålandsmeeres ausgenommen, bis 2 cm/sec, in den erwähnten Verengungen einen etwas höheren Wert. Im inneren Teile des Finnischen Meerbusens haben wir Werte um 5 cm/sec oder 130 km im Monat. Im August haben wir in dem Bottnischen Meerbusen nach innen gerichtete Bewegungen um 2—3 cm/sec, in der Ostsee und im Finnischen Meerbusen einen eingehenden Strom um 3—6 cm/sec, einen ausgehenden um etwa 3—10 cm/sec. Im Oktober erreicht die Geschwindigkeit des eingehenden Stromes im Bottnischen Meerbusen bis 12 cm/sec oder reichlich 300 km im Monat, in der Ostsee denselben Betrag. In dem inneren Teile des Finnischen Meerbusens haben wir eine resultierende Wasserversetzung um 4—6 cm/sec, oder bis 150 km monatlich. Um den Weg von einem Ende bis zum anderen in einem unserer ungefähr gleich langen Gebiete, der Bottensee, der Bottenwiek und dem Finnischen Meerbusen, zurückzulegen braucht eine Wasserpartikel bei einer Geschwindigkeit von 2 cm/sec ein halbes Jahr, bei einer Geschwindigkeit von 10 cm/sec nur einen Monat. Diese Werte, sowie andere auf dieser Weise erhaltene, sind gut geeignet uns ein Bild von der Intensität der Wasserversetzung zu geben.

Wir wollen hier einige Worte den Wechselungen der Ströme eignen. Es wäre zu bedauern, wenn die diskutierten Kartogramme bei einer flüchtigen Betrachtung, oder die eben gegebene Schilderung die resultierenden Versetzungen als für die Stromverhältnisse vor allem charakteristisch hervorstehen liessen. Die Wechselungen drücken nämlich bei näherer Betrachtung dem Verlaufe in viel höherem Grade ihr Gepräge auf und lassen uns im allgemeinen die resultierende Versetzung erst aus ganzen Beobachtungsserien ermitteln²⁾. Die blauen Ziffern auf den Kartogrammen, welche die Versetzung in % der Summe aller Bewegungen, der Richtung ungeachtet, also in % des ganzen Stromweges ausdrücken, sind eine Art Mass der Wechselung, oder richtiger, der Beständigkeit der Ströme. Betrachten wir diese Ziffern näher, so finden wir ziemlich durchgehend im Juni die niedrigsten Werte, im August höhere und im Oktober die höchsten; wir haben sogar zu dieser Zeit bei Finngrundet an der schwedischen Seite und Relandersgrund an der finnischen so hohe Werte wie 85 und 90 %, also eine sehr beständige Wasserbewegung nach innen an diesem, nach aussen an jenem Orte. Wir dürfen wohl behaupten, dass der Strom etwas beständiger als der Wind

1) Siehe diese Schriftfolge N:r 2, Tafel XVIII.

2) Diese Schriftfolge N:o 2, Tafel XIII.

ist; sein Verlauf in einem wenigstens zum Teil abgegrenzten Bette, die Dichtigkeitsverteilung, sowie die Erdrotation müssen eine gewisse Zirkulation begünstigen.

Der vom Winde erzeugte Strom¹⁾ gestaltet sich verschieden, je nachdem der Wind längs der Küste oder senkrecht gegen diese weht. Bei den Feuerschiffen, wo dieses untersucht worden ist (neun der innerhalb unseres Gebietes gelegenen), ist der Strom im Durchschnitt in jenem Falle doppelt so stark wie in diesem. Die Feuerschiffe sind bei uns im allgemeinen auf einem recht grossen Abstände (etwa 20 km) von der Küste gelegen, und hier aussen wird diese Wirkung kleiner als näher an der Küste. Eine Ablenkung des Stromes nach rechts von der Windrichtung, wie sie ja die Erdrotation hervorrufen muss, ist wahrzunehmen. Bei schwachem Winde erreicht diese Abweichung bis 30°, bei stärkerem nur 10°. Im Mittel wächst der Strom nicht proportional mit dem Winde, sondern langsamer, annähernd mit dem Quadratwurzel der Windgeschwindigkeit, einem Winde um 1 m/sec entspricht ein Strom um etwa 5 cm/sec, einem Winde um 10 m/sec ein Strom um etwa 15 cm/sec. Der Zusammenhang zwischen Strom und Wind gestaltet sich verschieden in verschiedenen Teilen unseres Gebietes je nach Lage, Bodenform u. s. w.

Besonders starke, sagen wir zufällige Ströme sind nach dem obenangeführten in unseren Gewässern nicht zu erwarten. Doch zeigen unsere Beobachtungen, dass meistens bei einem gegebenen Winde nicht derselbe Strom überall herrscht, vielmehr entstehen Kreisbewegungen ganz verschiedener Umfassung und Gestaltung je nach der Witterung; in unseren Mittelwerten wird dieses natürlicher Weise wesentlich ausgeglichen, und wir erhalten so niedrigere Geschwindigkeiten. Abweichungen vom reinen Windstrome entstehen selbstverständlich auch durch die Aufdümmungen und Veränderungen in der Dichtigkeitsverteilung, welche in unseren abgegrenzten Gewässern von den verschiedenen Bewegungen hervorgerufen werden. Nach Messungen während unserer Terminfahrten erreicht der Strom bei gewöhnlichem Wetter nicht über 20–30 cm/sec. An den Feuerschiffen ist nicht Strom über 60 cm/sec, oder etwas über 2 km per Stunde beobachtet worden. Die Schärenbevölkerung gibt für Meeresengen, wie Marsund bei Åland und einige Orte im Schärenmeere, für einzelne Gelegenheiten Geschwindigkeiten um 200 cm/sec. oder 7 km per Stunde und mehr an. Bei eintreffenden starken Wirbelstürmen sind solche Werte nicht unwahrscheinlich.

Der Strom kann sich nach unseren Messungen in der Tiefe in Schichten in ganz verschiedener Richtung bewegen. Bei stillem Wetter nimmt der Strom in den offenen Gebieten ziemlich schnell von der Oberfläche nach unten ab und ist in den tieferen Schichten nur schwach. Bei gewöhnlicher Gleichgewichtsstörung, sagen wir bei Wind von 5 m/sec, können wir in der Tiefe einen Strom um 10–15 cm/sec in den offenen Gebieten vorfinden. Wir haben überhaupt auf recht verwickelte Bewegungen auch in den tieferen Schichten zu schliessen, wenn sie auch hier schwächer als an der Oberfläche sind. — Eine an unseren Küsten oft beobachtete Erscheinung ist, dass anhaltender Landwind im Sommer die warme Deckschicht recht schnell wegtreibt und das kältere und salzigere Tiefwasser zur Küste steigen lässt. Hierbei sind aber die Bewegungen keineswegs einfach. In der oberen Schicht fliesst der Strom ganz oben mit dem Winde, im unteren Teil aber zurück gegen den Wind. Dabei sammelt sich doch bei wenigem das warme Wasser an der Luvküste. In der Schicht unter der Oberflächenschicht bewegt sich der Strom oben in derselben Richtung wie im unteren Teile der Oberflächenschicht, also gegen den Wind, vollzieht aber seinen Kreislauf, indem er noch tiefer sich wieder mit dem Winde bewegt, in geringerer Ausdehnung kann diese

¹⁾ Ich habe früher diesen Strom im Annalen der Hydrographie 1909, s. 193 ff, behandelt, und werde zu der Frage in dieser Schriftfolge zurückkommen.

Erscheinung in noch tieferen Schichten fortsetzen. — Die Trägheit der Wasserschichten, die Dichtigkeitsverteilung, Wirbelbildung und Erdrotation komplizieren noch um vieles den Verlauf der Bewegungen.

Zum Schluss dieses Abschnittes seien einige Resultate der Strommessungen beigelegt, welche in der schmalen Tiefenrinne im Übergang der Bottensee in das Ålandsmeer angestellt worden sind. Sie sind Mittelwerte mehrerer Messungen und ausser den zwei ersten wegen der Eigenbewegungen des Schiffes berichtigt, also ungefähr so gut, wie sie zu erhalten sind. Weiter sind die Messungen bei gutem Wetter

*Strom im Südlichen Kvark. Station F 33. 60° 33' N Lat. 18° 55' E Long.
Richtung, aus welcher der Strom kommt, Geschwindigkeit in cm/sec.*

Tiefe	1905. V.	1905. VIII.	1906. V.	1906. VIII.	1907. VIII.	1908. VIII.
0	NW 22	SSW 12	Schwach	NNE 5	NW 11	NE 5
20	—	W —	NNE 4	NNW 20	WSW 12	NE schwach
40	—	NW 7	—	NNE 8	SSE 6	SE „
60	—	SSW 10	—	SSE 12	SSE 33	SW 15
80	SE 21	SW 28	ESE 14	SSE 30	E 30	SSW 21 ¹⁾
90	—	WSW 33	—	—	—	SW 17
100	—	—	—	—	ENE 33	—
110	—	—	—	SSE 19	—	—
120	—	—	—	—	ENE 14	—

angestellt. Wir finden hier, wie wir auch Ursache zu erwarten hatten, schwache und überwiegend nördliche Ströme an der Oberfläche. In den Tiefen von 60—120 treffen wir dagegen starke Ströme an. Diese sind im allgemeinen nach innen gerichtet, nur mit Ausnahme für 80—120 m 1907, wo wir unter dem einwärtsgehenden Strome einen Strom finden, der wohl zunächst als ausgehend zu bezeichnen ist. Wir müssen wohl eine Erklärung darin suchen, dass der Durchgang für das in die Bottensee eindringende Tiefwasser eng ist, und die Dichtigkeitsdifferenzen daher gross sind; wir finden auch bei dynamischen Berechnungen für diese Gegend in den Tiefen 60—100 m die grössten Beschleunigungen der ganzen Bottensee. Um die im Verhältnis zum Verlaufe weiter nach innen hier stärkere und ausgeprägter gleichgerichtete Wasserbewegung recht hervorzuheben mag diese mit einem Flusse am Meeresboden verglichen werden. Indessen deuten die Beobachtungen im August 1907 darauf hin, dass wir auch hier verwickelteren Verhältnissen begegnen können, Wirbelbewegungen, die sich auf die Dichtigkeitsdifferenzen beziehen, aber wohl auch in einem gewissen Zusammenhange mit der eben zu dieser Zeit ungleichmässigeren Witterung stehen dürften.

¹⁾ In 75 m Tiefe.

10. Wasserumsetzung.

Der Bottnische Meerbusen erhält Zuflüsse aus einem Gebiete von 479,900 km², von welchen 263,800 die Bottenwiek, 216,100 die Bottensee speisen. Das Niederschlagsgebiet des Finnischen Meerbusens beträgt 391,000 km²; also 82 % desjenigen des Bottnischen Meerbusens. Die Zufuhr zu der Bottenwiek ist an der Westküste etwas grösser als an der Ostküste, der Zufluss am Ende des Meerbusens beträgt etwa die Hälfte desjenigen vom ganzen Niederschlagsgebiete. Der wesentliche Teil der Zuflüsse des Finnischen Meerbusens mündet in dessen inneren Drittel ein, ganze 62 % des Zufuhrgebietes führt durch die Neva dem innersten Ende des Busens die Wassermassen zu; das Entwässerungsgebiet an der nördlichen Küste beträgt etwa 1 1/2 Mal dasjenige an der südlichen. Bei der Bottensee liegen 4/5 des Niederschlagsgebietes auf der schwedischen Seite und nur 1/5 auf der finnischen. Die folgende Tabelle gibt uns annähernde Angaben über das jährlich zugeführte Süswasser, also Flusswasser, Regen und Kondensationswasser minus Abdunstung.¹⁾

Gebiet	Süswasserzufuhr in km ³			Zufuhr Volum des Meeres
	durch Flüsse	an der Oberfläche	Summe	
Bottenwiek	108	7	115	1/13 oder 7.5 %
Bottensee	82	13	95	1/48 „ 2.1 „
Finn. Busen	122	8	130	1/8 „ 12.1 „

Der Finnische Meerbusen erhält den grössten Zufluss, wegen der bei der südlicheren Lage grösseren Abdunstung sowie der geologische Charakter der Südküste doch nicht ganz in Verhältnis zu seinem grösserem Zufuhrgebiete. Allen unseren Meeren werden bedeutende Wassermengen zugeführt, der Bottenwiek und dem Finnischen Meerbusen etwas unter und etwas über 1/10 ihres Volumens, der Botten-

¹⁾ Diese Schifffolge Nr 2. S. 134—180. Die in Annalen der Hydrographie etc. 1908 S. 393 von mir gegebenen Zahlen sind zu klein. Für den Finnischen Meerbusen ist berschlagsweise eine Neuberechnung ausgeführt.

see $\frac{1}{50}$, oder, wenn wir das Süßwasser, das von der Bottenwiek obgleich mit Salzwasser gemischt zugeführt wird, mitrechnen, etwa $\frac{1}{30}$ ihres Volumens.

Diese Zahlen deuten also auf eine sehr rege Wasserumsetzung, denn der Wasserabgang muss ja eben so gross wie die Zufuhr sein. Als Mass für die wirkliche Umsetzung sind diese Werte indessen viel zu klein. Das abgehende Wasser hat ja einen gewissen, garnicht geringen Salzgehalt und muss folglich eine grössere Menge hinzugemischtes Meerwasser enthalten. Es steht uns eben kein Weg offen den Wasserabgang durch die Meeresmündungen direkt zu messen. Einen unteren Wert, der aber in der That um vieles überschritten wird, erhalten wir, indem wir den Verlauf der Wasserumsetzung stark schematisieren. Zwischen zwei Zeitpunkten, wo die Wassermenge und die Salzmenge in einem Meere die gleichen sind, muss ja die Salzmenge in dem abgehenden Wasser derjenigen in dem einströmenden gleich sein, und die Differenz zwischen den Wassermengen der beiden Strömungen die wirkliche Zufuhr an Süßwasser angeben. Leiteten wir nun den mittleren Salzgehalt des eingehenden und des ausgehenden Stromes in einer unserer Meeresmündungen her, so erhielten wir auf Grund des eben erwähnten Sachverhaltes die durch diese Mündung passierende Wassermenge des eingehenden und des ausgehenden Stromes in derjenigen der Süßwasserzufuhr ausgedrückt. Dieses Verfahren würde sich indessen sehr schwierig stellen infolge des immer wechselnden Stromverlaufes, wo dieselbe Schicht bald nach innen bald nach aussen versetzt wird, und die Strömungen in den verschiedenen Schichten ganz andere sind. Ausserdem geben die erwähnten Wassermengen doch kein direktes Mass von der Wasserumsetzung im ganzen Meere, da wir jede Wasserpartikel, welche die Mündung einmal passiert hat, als dem Meere endgültig zugeführt betrachten würden, unabgesehen davon ob sie innerhalb der Mündung ihre Richtung gleich verändert hat und, durch Stromwechsel oder von einer auswärtsgehenden Schicht mitgerissen, wieder ausgetrieben worden ist. Wir erhielten somit Zahlen, die eigentlich den Verlauf einer anderen Erscheinung abbildeten, und welche mit dem ganzen Wasservolumen des Meeres als Einheit gemessen werden könnten. Sehen wir nun von den Wechselungen des Stromes ab, indem wir nur die resultierenden Ströme, welche ja ein geschlossenes System bilden, beachten, erhalten wir natürlich Zahlenwerte, welche eine kleinere Wasserumsetzung als die wirkliche angeben. Diese Werte müssen wir als rohe Überschlagswerte betrachten auch aus der Ursache, dass wir uns hier auf keinen ausführlicheren Vergleich zwischen den beiden Arten des eingehenden Stromes einlassen können, desjenigen längs dem Boden und des während eines guten Theiles des Jahres in den Oberflächenschichten herrschenden Stromes, welche wesentlich auf verschiedene Bewegungsursachen zurückzuführen sind. Wir wollen nun alle Schwierigkeiten dahingestellt sein lassen, schreiben den beiden Strömen denselben Wert zu und erhalten so folgenden Überschlag:

Unterer Grenzwert für die jährlich abgehenden und einströmenden Wassermengen.

M ü n d u n g.	Auswärts	Einwärts	Auswärts	Einwärts	Vom Volumen
N. Kvarik	600 km ³	485 km ³	39 ‰	31.5 ‰	der Bottenwiek
S. Kvarik—Schärenmeer	1,600 „	1,390 „	35 „	30 „	der Bottensee
Hangö—Odensholm	600 „	480 „	57 „	45 „	des Finn. Busens

Auf Grund dieser Zahlen sind wir berechtigt den Transport nach aussen und nach innen durch die südlichen Pforten der Bottenwiek und der Bottensee auf über $\frac{1}{3}$ des Wasservolumens dieser Gebiete zu schätzen und denjenigen durch die Mündung des Finnischen Meerbusens auf

mehr als die Hälfte der Wassermenge des Meerbusens: eine sehr starke Wasserumsetzung, in zwei bis drei Jahren eine sichere Erneuerung der ganzen Wassermenge.

Beachten wir aber die Verhältnisse an einem einzelnen Orte innerhalb eines unserer Meeresgebiete, indem wir uns noch immer an die resultierenden Bewegungen halten, müssen wir uns einen Wasseraustausch in einem anderen Sinne vorzustellen versuchen. Wir haben nämlich in den oberen Schichten dieser Meere Kreisläufe gegen die Sonne, welche, obwohl sie nicht direkt auf die Verhältnisse an den Meeresmündungen einwirken, doch bedeutende Verschiebungen innerhalb der Meere verursache; diese Kreisläufe, sowie die Schwankungen in ihnen verursachen eine stete Erneuerung, natürlich mit verschiedener Geschwindigkeit je nach Zeit, Ort und Tiefe.

Wollen wir nun, ohne auf eine weitläufige, quantitative Erörterung einzugehen, zu fixieren versuchen, um wie viel die angeführten Zahlen in der That erhöht werden müssen, so haben wir zwischen den Verhältnissen in den oberen und denjenigen in den unteren Schichten zu unterscheiden. Für jene liegen direkte Angaben vor, für diese können wir solche aus den schon beschriebenen Verhältnissen herleiten. Beachten wir zuerst die unteren Schichten. Das Temperaturmaximum in den unteren Schichten der Bottensee finden wir im Herbst im Süden, im Winter im Norden vor, das Salzgehaltsminimum in beiden Gegenden im Winter, das Temperaturminium im Frühling im Süden, im Sommer und Spätsommer nördlich; dabei findet in der Temperatur eine Steigerung trotz der überliegenden, kälteren Schichten statt; auch haben wir den Temperaturverhältnissen grössere Bedeutung zuzuschreiben, da die Variationen im Salzgehalt von einer allgemeinen, geringeren Zunahme der Geschwindigkeit der Ströme und von Schwankungen in der Ummischung, welche von Veränderungen in der Schichtung bedingt sind, hervorgerufen werden können. Aus dem Vorangehenden dürfen wir somit darauf schliessen, dass die Schichten mit Wasser erneuert werden, welches von den vor etwa einem Quartal ca 200 km südlicher herrschenden Verhältnissen affiziert ist. In derselben Weise dürfen wir aus dem jährlichen Gang der Temperatur und des Salzgehaltes für die Bottenwiek eine mit annähernd derselben Geschwindigkeit vorsichgehende Erneuerung der Wasserschichten folgern. Eine Erörterung der Angaben über den Sauerstoffgehalt ergibt beinahe dieselben Schlüsse, sie zeigt uns auch, dass die eben diskutierten, unteren Schichten als die am wenigsten beweglichen anzusehen sind. Auch die schon angeführten Resultate der Strommessungen deuten auf Verhältnisse hin, welche mit diesen Folgerungen gut übereinstimmen. Indem wir uns daran erinnern, dass der resultierende Oberflächenstrom im Frühling ein halbes Jahr, im Herbst nur ein bis drei Monate braucht um die Länge der Bottensee oder der Bottenwiek zurückzulegen, und während dieser Jahreszeit Bewegungen, welche das Wasser ringsum das ganze Gebiet herum und nicht heraus führen, stark ausgebildet waren, werden wir zu dem Schlusse geführt, dass eine recht effektive Erneuerung des Wassers dieser zwei Meeresgebiete schon innerhalb eines halben Jahres stattfindet, in den oberen Schichten in noch kürzerer Zeit. Für den Finnischen Meerbusen ergaben die Überschläge, mittels welcher wir es versuchten eine untere Grenze für die Wasserumsetzung annähernd zu bestimmen, noch höhere Werte, etwas über und etwas unter die Hälfte der ganzen Wassermenge. Wir finden hier eine verhältnismässig grössere Wasserzufuhr und stärkere resultierende Ströme vor, doch scheint hier die Erneuerung obwohl ein wenig grösserer Effektivität nicht wesentlich verschiedener Art zu sein. Ausnahmen von dieser schnellen Wasserumsetzung zeigen nur einzelne, grubenartige Vertiefungen in dem nördlichen Grenzgebiete der Ostsee gegen die Gewässer auf beiden Seiten von Åland und die schon erwähnte Tiefe bei Bogskär, wo nach den Beobachtungen die tiefsten Schichten während einiger Monate ziemlich unverändert bleiben können.

Man fragt sich ob diese Umsetzung in den verschiedenen Monaten verschieden sei. Die Gesamtzufuhr von Süsswasser zur Bottenwiek wie zur Bottensee in den Quartalen November—Januar, Februar—April, Mai—Juli und August—Oktober wird mit guter Genauigkeit durch die Relativzahlen

1:1:4:2 wiedergegeben; also die halbe Zufuhr in der ersten Hälfte des Sommers, Mai—Juli ¹⁾). Da ja der Abgang von Oberflächenwasser in dieser Jahreszeit nicht grösser als in den übrigen ist, könnte man eine Abnahme in der Salzmenge der Bottenwiek erwarten, und später, wenn der eingehende Strom durch das Schärenmeer gross ist, wieder eine Zunahme; wohl steht aber die jährliche Periode im Oberflächensalzgehalt im umgekehrten Verhältnisse zu derjenigen in den Tiefenschichten, dieses allein berechtigt uns doch nicht eine definitive Schlussfolgerung zu ziehen. Eine genaue Berechnung der ganzen Salzmenge in der Bottenwiek und der Bottensee von 1904. V. — 1905. XI. ergibt folgende Werte:

Meersalz im Bottnischen Meerbusen. Einheit 100 Millionen Tonnen.

	1904			1905		
	M a i	A u g.	N o v.	M a i	A u g.	N o v.
Bottenwiek	51.3	51.0	50.9	50.6	50.3	51.0
Bottensee	261.4	259.5	257.3	258.1	258.3	257.6

Wesentliche Differenzen gehen nicht aus diesen hervor. Doch sind die Variationen etwas grösser als die, welche die Veränderung der Wassermenge von Tag zu Tag hervorruft; diese betragen bei einer Schwankung von 10 cm im Wasserniveau für die Bottensee ca 40, für die Bottenwiek ca 10 Millionen Tonnen, sie übertreffen aber nur wenig die, welche der Genauigkeit der Salzanalysen entsprechen. Vergleichen wir die Variationen mit denen, welche die jährliche Zufuhr von Süsswasser hervorrufen würde, wenn sie zu ihrem ganzen Betrage innerhalb des Gebietes bleiben könnte, so sehen wir, dass die Schwankungen der Zahlen nur $\frac{1}{10}$ der so berechneten Verdünnung entsprechen. Wir müssen daher darauf schliessen, dass ungefähr zur gleichen Zeit, wie die Süsswasserzufuhr zunimmt, auch die Zufuhr von Salzwasser von aussen wächst, so dass die beiden Ströme einander ungefähr im Gleichgewicht halten. Die Wasserzufuhr von aussen zum Bottnischen Meerbusen geschieht demnach so, dass gegen die erste Hälfte des Sommers der eingehende Strom von ca 6.5 ‰ in der Tiefe vom Ålandsmeer reger ist, und dass auch eine, wennoch geringe Zufuhr von 6.0 ‰ Wasser durch das Schärenmeer stattfindet, dass aber der eingehende Strom durch das Ålandsmeer im Herbst wieder abnimmt, derjenige von 6.0 ‰ Wasser durch das Schärenmeer dagegen grösser wird, und dass so ein Gleichgewicht im Salzgehalt beinahe erreicht wird.

Zahlenwerte, welche die Geschwindigkeit der Tiefenströmung veranschaulichen, sind hier nicht gegeben worden; nach den eben angeführten Angaben kann diese zu einem Werte von ein paar cm/sec geschätzt werden, am grössten ist die Geschwindigkeit im Vorsommer.

Die oben beschriebenen Verhältnisse sind durch Mischung der verschiedenen Wasserschichten entstanden. Wir verzichten hier auf weitere Versuche diese Mischung in Zahlen auszudrücken, ihre Wirkung ist wiederholt angedeutet worden. Es sei nur darauf hingewiesen, dass eben dank dieser Mischung die Süsswasserwelle des Frühlings Gelegenheit bekommt auf die meisten Wasserschichten einzuwirken, noch ein Umstand der die Effektivität der Wasserumsetzung darthut.

Wir haben früher erwähnt, dass NORDENANCKAR, indem er die Süsswasserzufuhr stark hervorhob, die Verhältnisse in der Ostsee zunächst denen in einem Flusse verglich, dass später FORCHHAMMER nachdem ihm ein Griff auf den eingehenden, salzigen Tiefenstrom gelungen war, seine Auffassung von

¹⁾ Diese Schriftfolge N:r 2, S. 169.

der Wasserumsetzung in der Ostsee durch die Benennung Fjord ausdrückte. Was wir oben anführen können, zeigt uns, dass diese beiden Umstände wohl wichtige Faktoren sind; wir sehen aber dabei, dass die Grösse und die Bodengestaltung der Gebiete allen den auf das Meer einwirkenden Faktoren eine vollkommen selbständige Gestaltung geben: der Verlauf der Temperatur zeigt im grossen ein selbständiges, abgeschlossenes Ganzes, die Winde erzeugen ein abgegrenztes Zirkulationssystem, und die Abhängigkeit der Verhältnisse in der Ostsee von dem salzigen, eingehenden Tiefenstrome oder von der Süsswasserzufuhr ist mit der Abhängigkeit der Nordsee von baltischem und ozeanischem Wasser oder mit derjenigen des Nordmeeres von atlantischem, arktischem und Küstenwasser zu vergleichen. Wir sehen weiter, dass die Zeitmasse für die Wasserumsetzung von der gleichen Grössenordnung wie in den eben erwähnten Meeren ist, auch in diesen handelt es sich um Monate oder Jahre. Beschreiben wir die Ostsee als hydrographischen Begriff durch das Wort Meer, so thun wir es folglich mit derselben Berechtigung wie bei der Nordsee oder dem Nordmeere. Weiter haben wir dasselbe Recht innerhalb der Ostsee die Bottenwiek und die Bottensee als selbständige Einheiten, als Meere, zu betrachten. Was den Finnischen Meerbusen betrifft, sind wir im Zweifel; in einzelnen Hinsichten, besonders betreffs der Schichtung weicht dieser ausgeprägt von der Ostsee ab. Die Wasserumsetzung vollzieht sich indessen im ganzen in Zusammenhang mit derjenigen der eigentlichen Ostsee. Wenn wir den Finnischen Meerbusen als eine Fortsetzung der eigentlichen Ostsee mit vielen besonderen Kennzeichen betrachten, so sind wir wohl der Wahrheit am nächsten.

11. Das Niveau der Meeresoberfläche und dessen Veränderungen.

Die noch in der späteren Hälfte des neunzehnten Jahrhunderts herrschende Vorstellung von einem grossen Falle innerhalb der Ostsee gegen deren Pforten hat den Ergebnissen der in den verschiedenen Ostseeländern ausgeführten Präzisionsnivellemente weichen müssen. Eine Diskussion dieser Ergebnisse stellt es fest, dass die Neigung des Meeresspiegels von Kronstadt zu den dänischen Gewässern mit aller Wahrscheinlichkeit bis 10 cm erreicht, sicherlich aber nicht 30 cm übersteigen kann. Von diesen 10 cm dürfte etwa die Hälfte auf den Finnischen Meerbusen von Kronstadt bis Hangö fallen. Auch in dem Bottnischen Meerbusen übersteigt die Neigung von Norden bis zu den Gewässern ringsum Åland nicht 10 cm. Die Nivellemente ergeben kleinere Werte als dies, sogar Neigung in der entgegengesetzten Richtung; ihre Fehlergrenzen sind aber dann grösser als die Unterschiede. Auch aus der Dichtigkeitsverteilung im Meere können wir den hydrostatischen Gesichtspunkten gemäss eine obere Grenze für die Erhöhung des Meeresspiegels, welche der nach Norden abnehmende Salzgehalt hervorrufen kann, feststellen. Wir finden dabei, dass diese Erhöhung nicht mehr als 10 cm werden kann. Die Wirkung der Dichtigkeitsverteilung muss aber in der That kleiner ausfallen, da ja die Ströme stets sie auszugleichen streben.¹⁾

Diese Angaben über die Neigung beziehen sich auf das mittlere Niveau der Meeresoberfläche binnen des Jahres oder noch längerer Zeitabschnitte; binnen kürzerer Zeit können sich grosse Gleichgewichtsstörungen geltend machen. Im Januar 1904 stand z. B. der Meeresspiegel bei Toppila vor Uleåborg, auf das mittlere Niveau für 1904—05 bezogen, 19.9 cm über dasjenige bei Björn, an der schwedischen Südküste der Bottensee; im Oktober 1905 dagegen bei Toppila 17.4 cm niedriger. Hierbei lag sicher eine Neigung nach innen im Bottnischen Meerbusen vor, der Unterschied in der Neigung in diesen zwei Monaten bezog 37.3 cm. Diese Störungen im Gleichgewichte sind vor allem auf die Wirkung des Windes zurückzuführen; im Januar 1904 haben wir über dem ganzen Gebiete resultierenden SSW Wind von 6 m/sec, im Oktober 1905 eine nicht unbeträchtliche NE Windresultante. Betrachten wir die Gestaltung des Meeresspiegels in einem gegebenen Augenblicke, begegnen wir von den Wellenbewegungen abgesehen, Abweichungen von dessen Gleichgewichtslage. Diese verlaufen nicht regelmässig von Küste zu Küste, sondern der Meeresspiegel zeigt uns Erhöhungen oder Vertiefungen an einzelnen Teilen des Gebietes. Diese Abweichungen, welche stets wechseln, können bei sehr starken Stürmen bis ein paar m betragen.

Wenden wir uns nun den Wechselungen im Meeresniveau an einem einzel-

¹⁾ Die und in der Folge berührten Fragen sind teilweise in Nr 2 dieser Schriftfolge S. 180—243 behandelt.

nen Orte zu, so haben wir zuerst eine jährliche Veränderung im Wasserstande zu erwähnen. Im März, April oder Mai, je nach den verschiedenen Jahren, haben wir den niedrigsten Wasserstand des Jahres, in Monatsmitteln wohl zu merken; hiernach steigt der Meeresspiegel und erreicht im Juli—September einen höchsten Stand, um 30—35 cm höher; sinkt dann wieder und zeigt in einem der Monate September—Dezember einen Monatswasserstand um 25—40 cm niedriger als der eben erwähnte Hochwasserstand; steigt dann wieder zu einem neuen Hochwasserstand im Dezember—März, ungefähr zu demjenigen des Sommers, manchmal etwas höher, um dann zu dem niedrigen Niveau des Frühlings zu sinken. Die Wechselungen im mittleren Monatswasserstand erreichen somit im Jahre bis einen halben m und mehr.

Wie es aus der vorangehenden Beschreibung hervorging, kann derselbe Monat in verschiedenen Jahren den höchsten und den niedrigsten Wasserstand aufweisen; Helsingfors hatte 1904 und 1905 den niedrigsten Wasserstand des Jahres im März, 1906 aber seinen höchsten Wasserstand in diesem Monat. Dies bedeutet nicht eine prinzipiell verschiedene Gestaltung im jährlichen Gange der Erscheinung, sondern nur eine Verschiebung der Maxima und Minima. Der niedrige Wasserstand im März 1905 bei Helsingfors entspricht früh eintreffenden Frühjahrsverhältnissen, das hohe Niveau 1906 einem erst zu dieser Zeit einfallenden Wintermaximum; die Wasserstände, die von den entsprechenden Phasen der jährlichen Doppelwelle eingenommen werden, unterscheiden sich um viel weniger. Bilden wir mehrjährige Mittel der Wasserstände in den einzelnen Monaten, wird ja die Erscheinung für alle Jahre in denselben Phasenverlauf eingezwungen, und eine bedeutende Herabdrückung der Jahresvariation erfolgt; wir erhalten in diesem Falle um die Hälfte kleinere Werte, 20 bis 30 cm.

Vergleichen wir die einzelnen Monatswasserstände für ein einziges oder mehrere Jahre, so ergibt sich längs unseren Küsten ein ausgeprägt gleichartiger Verlauf sowohl in Betreff der Erhöhung und Senkung wie ihres Eintreffens, ein Verlauf, der in mancher Hinsicht auch demjenigen in der Nordsee ähnlich ist. Dieses bringt uns auf die Ursache dieses jährlichen Ganges. Der wesentlich gleichzeitige und gleichstarke Gang an den verschiedenen Orten weist darauf hin, dass wir die wichtigste Ursache in einer Zu- oder Abnahme der Wassermenge unserer Gewässer zu suchen haben, und nicht in einer steten Deformation der Oberfläche. In einer früheren Arbeit ist durch ausführlichere Untersuchungen, auf die wir hier nicht eingehen können, nachgewiesen, dass es namentlich der Wind ist, der die Steigung erzeugt. Dabei wirken nicht in so hohem Grade die Winde über der Ostsee selbst wie diejenigen um deren Pforten. Die im Durchschnitt im Februar—April und Oktober—November hier herrschenden Winde aus SE treiben grosse Wassermengen durch den Skagerrack heraus, beschleunigen dadurch den ausgehenden Strom der Ostsee und vermindern deren Wassermenge, während die in den übrigen Monaten vorherrschenden Winde zwischen S und W diese vergrössern. Im Frühsommer trägt auch die Süsswasserzufuhr zu der starken Steigung bei. Die Abweichungen im Durchschnittsverlaufe schliessen sich den entsprechenden Abweichungen im Winde und der Luftdruckverteilung an, denn diese beiden, in Ursachenzusammenhang stehenden Erscheinungen bilden in ihrer Wirkung auf die Meeresbewegungen einen beinahe untrennbaren Komplex. Darum können wir in der Luftdruckverteilung, deren direkte Wirkung auf den Wasserstand viel geringer als diejenige des Windes ist, doch einen Indikator für die Wirkung beider sehen. So können wir z. B. bei einer Luftdruckverteilung mit einem über Nordskandinavien herausgebildeten Minimum, eine Steigung des Wasserstandes erwarten, da S und SW Winde im allgemeinen dann über der südlichen Ostsee und der Nordsee herrschend sind, dagegen aber fallenden Wasserstand bei einem Tiefdruckgebiete ungefähr über Schottland, da die Winde über den Gegenden um den Pforten der Ostsee dabei meistens aus ca SE wehen.

Ohne systematische Beobachtungen scheint der jährliche Gang im Wasserstande der Aufmerk-

samkeit zu entgehen, teils wohl infolge der Verschiebung der Zeiten des höchsten und niedrigsten Wasserstandes, teils infolge der steten Unruhe des Meerspiegels. Die Tage, in welchen das Meeresniveau auch bei äusserlicher Betrachtung unveränderlich scheint, sind nicht viele im Jahre; während eines Tages oder einer Nacht oder auch in kürzerer Zeit stellen sich Veränderungen ein, welche überall an unseren Küsten bei einzelnen Gelegenheiten jedes Jahr einen halben m übersteigen können und in Ausnahmefällen noch höhere Werte betragen, namentlich bei Sturmfluten, wenn die Windwirkung noch vergrössert wird durch eine Winddrehung, welche die über einem grossen Gebiete gesammelten Wassermassen in engere Gewässer treibt. Solche Gebiete sind z. B. die dänischen Gewässer und die Südküste der Ostsee, bei uns das Innere des Finnischen Meerbusens und der Bottenwiek. In der Wiburger Wiek kann eine solche Steigung recht bedeutend werden, am schlimmsten ist aber der innerste Teil des Meerbusens, bei St. Petersburg, ausgesetzt; hier sind ein paarmal im Jahrhundert Überschwemmungen mit einer Steigung um bis 4 m über dem normalen Wasserstand vorgekommen.

Um die Art dieser Erscheinungen zu verdeutlichen sind die Kartogramme 5 und 6, Tafel III eingeführt worden. Da die Beobachtungen für eine grosse Anzahl der Stationen nur einmal täglich angestellt sind, haben wir in diesen Kartogrammen das Mittel der Veränderungen von 2^h p zu 2^h p am folgenden Tage dargestellt. Diese Zahl, die ja kleiner als der Mittelwert der täglichen Amplitude des Wasserstandes sein muss, gibt uns ein Mass der Veränderlichkeit. Wir sehen gleich, dass diese im Sommer kleiner, im Winter grösser ist, von unter 4 bis über 14 cm, gegen unter 8 bis über 20 cm. In beiden Fällen sind es in dem hier beachteten Gebiete die Gewässer ringsum Åland, die den am wenigsten unruhigen Meeresspiegel haben, die innersten Teile der Finnischen und Bottnischen Meerbusen wieder den unruhigsten; die Veränderlichkeit nimmt einigermaßen gleichförmig nach innen zu. Der Anteil des Windes ist in der Wirkung grösser, ein paarmal diejenige des Luftdruckes, diese scheint sich dagegen schneller einzustellen. Das Maximum der Neigung wird von ihrer gesamten Wirkung hervorgerufen und fällt gewöhnlich etwas nach links von der Windrichtung.

Diese grossen Wechselungen überdecken bei uns die Gezeiten; nur an einem besonders ruhigen Tage mit sehr regelmässiger Luftdruckverteilung können diese einigermaßen rein zur Geltung kommen, auch dann werden sie bei ihrer Unbedeutendheit leicht übersehen. Der erste, der von der Existenz der Gezeiten in der Ostsee überzeugt scheint, ist der schon erwähnte Prof. C. J. WILCKE; er fusst dabei auf Beobachtungen bei Karlskrona. Die meisten Forscher, welche diese Frage berührt haben, haben die Gezeiten für ausgeschlossen angesehen oder auch die Frage als unentschieden dahingestellt sein lassen. Seit der Mitte des neunzehnten Jahrhunderts hat man auf Grund der Arbeiten der beiden Deutschen, HAGEN und PASCHEN, sowie auf Grund der Beobachtungen bei Stockholm, Karlskrona und Helsingfors ihre Existenz für festgestellt angesehen. Die einzige frühere, eigentliche Untersuchung dieser Erscheinung in unseren Gewässern ist diejenige des russischen Forschers J. AMELUNG für St Petersburg; aus dieser tritt aber sogleich das für unsere Verhältnisse charakteristische hervor: die Gezeiten sind zu gewissen Zeiten eine ganztägige Erscheinung, es heisst, die ganztägigen Wellen überwiegen. Dieser Umstand hat wohl früher in gewissem Masse eine Entscheidung erschwert, als eben die ausgeprägten halbtägigen Nordseegezeiten für normal gehalten wurden.

Ein Vergleich der Intensität und Art der Gezeitenerscheinung in unserem Gebiete mit derjenigen in der Nordsee und weiter südlicher in der Ostsee fusst am besten auf einer Zusammenstellung der

1) Weitere geschichtliche Angaben in Nr 2 dieser Schriftfolge, S. 198 u. f.

Summen der Amplituden der vier grössten Gezeitenwellen und auf das Verhältnis zwischen den Summen der Amplituden der ganz- und halbtägigen Wellen¹⁾. Die Figur 2 gibt uns eine Übersicht

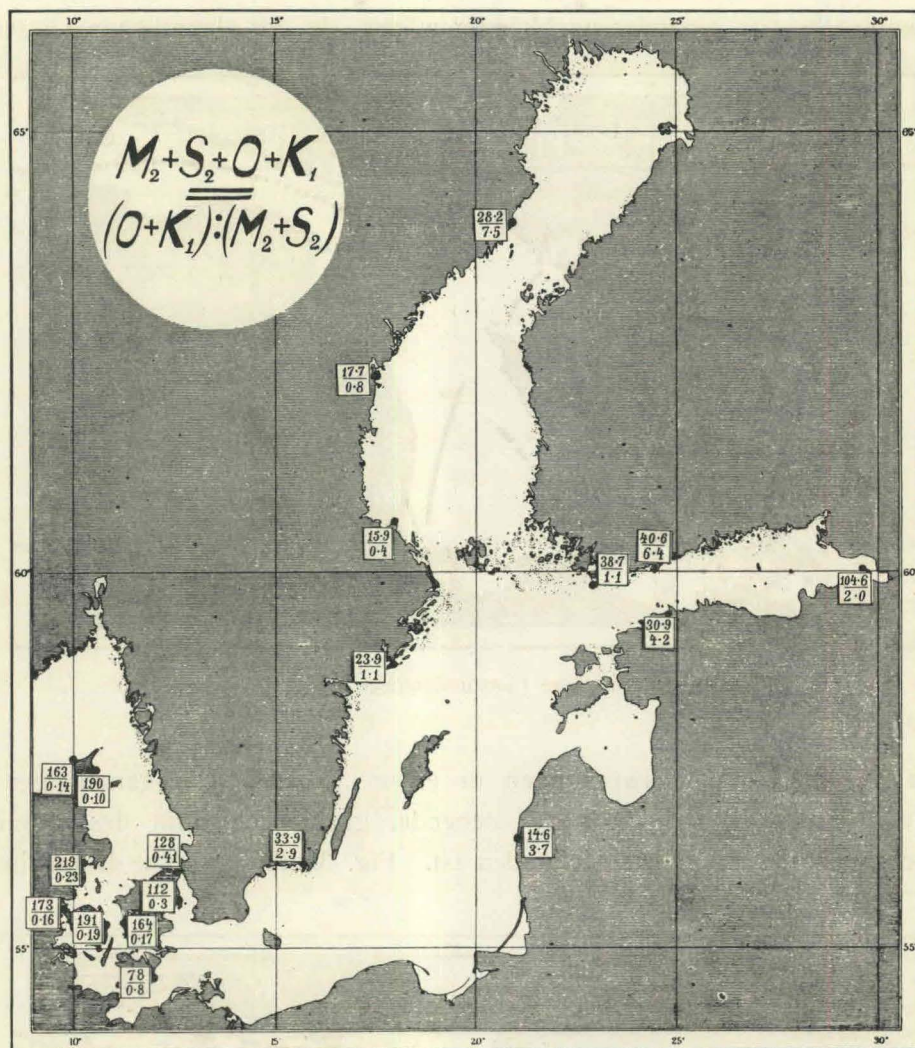


Fig. 2. Charakter der Gezeiten. Intensitätsindex in der oberen, mm; Artindex i der unteren Hälfte der Quadrate.

dieser Werte. Die Intensität der Gezeiten beträgt mit diesem Index gemessen in der Nordsee ca 1,000 mm, im Skagerrak und Kattegat ca 200, ist in der Beltsee ca 100, aber in der Ostsee und im Bottnischen Meerbusen 15—30 mm. Nach innen im Finnischen Meerbusen steigt sie bis 105 mm in Kronstadt, für die Bottenwiek besitzen wir nur die Zahlen von Ratan, wahrscheinlich beträgt sie da im allgemeinen ca 30 mm. Die Art der Gezeiten pflegt man nach dem Wert des genannten Artindex halbtägig, gemischt oder ganztägig zu nennen, je nach dem dieser unter 0.25, zwischen 0.25 und 1.25 oder

¹⁾ In Fennia 29, Nr. 2, Helsingfors 1911, habe ich das Problem der Ostseegezeiten ausführlich behandelt. — Ich habe dabei von W. SCHWEYDAR berechnete und im Jahresbericht des Direktors des Kgl. Geodätischen Instituts, 1908—09, 1909—10 und 1910—11, Veröffentl. des Kgl. Preuss. Geodät. Instituts, N. F. Nr 40, S. 39, Nr 41 S. 37 und Nr 51, Potsdam 1909, 1910 u. 1911 veröffentlichte Zahlen für die Deutsche Küste benutzt. C. CRONE: Flux et reflux des mers qui environnent le Danemark, etc. Rapport sur les travaux du Service Maréographique de l'Institut Météorologique de Danemark, Köpenhamn 1906, S. 22, gibt Zahlen für dänische Küstenorte.

über 1.25 beträgt. In der Nordsee hat der Artindex einen Wert von ca 0.1, die Nordseegezeiten sind ja auch als Typen der halbtägigen Art betrachtet. In der nördlichen Ostsee und der Bottensee ist das Phänomen gemischt, im Finnischen Meerbusen und in der Bottenwiek ganztägig. Es scheint als ob die Gezeiten in dem Bottnischen Meerbusen und diejenigen in dem übrigen Teil des baltischen Gebietes in der Hauptsache von einander unabhängig wären. In der eigentlichen Ostsee und im Finni-

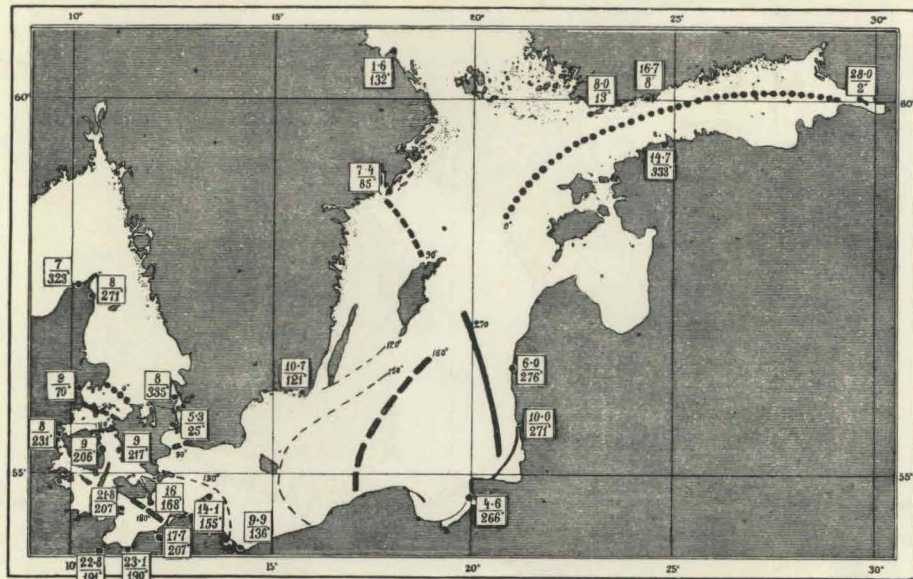


Fig. 3 Schematische Flutstundenlinien für die K_1 -Welle.

schen Meerbusen verlaufen die Schwingungen in einem ganzen. Die ganztägigen Wellen bilden hier eine umgekehrte Amphidromie, (stehende, gegen den Sinn des Uhrzeigers kreisende Schwingung) welche im Becken selbst entstanden ist. Fig. 3 gibt uns eine Darstellung der K_1 -Welle

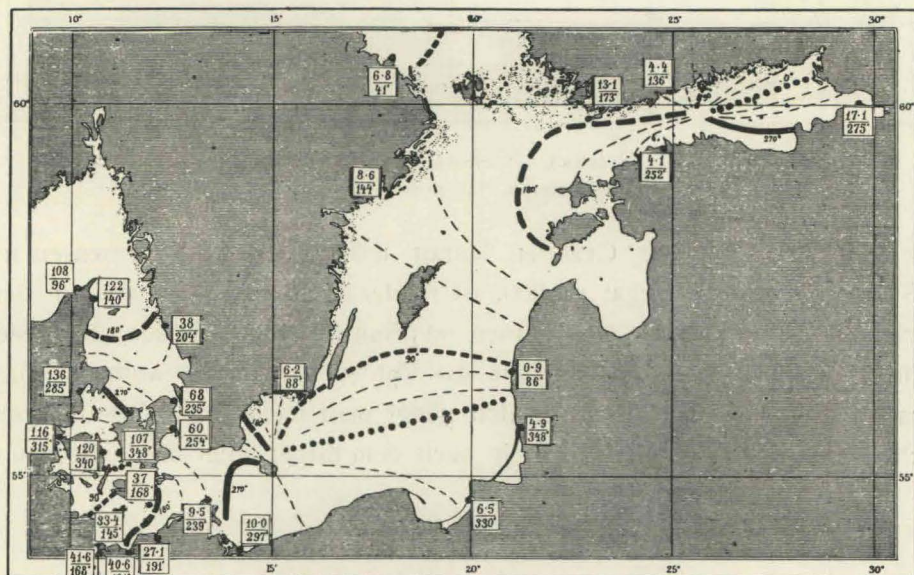


Fig. 4. Mutmassliche Flutstundenlinien für die M_2 -Welle.

(Sonnen-Mond-Deklinations-Welle). Die halbtägigen Wellen werden von drei Amphidromien hervorgerufen, zwei umgekehrten in den beiden Enden des Beckens, und einer direkten im Zentralbecken, diese tritt weniger deutlich in den Flutstundenlinien hervor infolge der störenden Einwirkung

des Rigabusens und der Biegungen in der Längsachse des Bassins. Fig. 4 stellt die mutmassliche Gestaltung der M₂-Welle (mittlere, halbtägige Mondwelle) dar.

Diese Amphidromien sind als zum grösseren Teil von der Wirkung der Gezeitenkräfte auf die Wasserfüllung der Ostsee entstanden zu betrachten, bei den halbtägigen doch auch, obwohl in geringerem Grade, auf einen Impuls von der Nordsee zurückzuführen. Als Resonanzphänomen lässt sich diese Ausbildung erklären; wie auch die Verteilung der Artindices direkt aus der Lage der Orte in Verhältnis zu den verschiedenen Amphidromien hervortritt.

12. Farbe und Sichttiefe.

Die Farbe des Meeresspiegels von einiger Entfernung betrachtet ist vor allem von dem von demselben reflektierten Lichte bedingt, und dieses kann ja unbegrenzt wechseln; die eigene Farbe des Meereswassers spielt hierbei nur eine untergeordnete Rolle. Es ist überhaupt schwer eine kurze und strenge Definition der eigentlichen Farbe des Meereswassers zu geben. Ein durchsichtiger Körper hat ziemlich gut bestimmte optische Eigenschaften, aber die Farbe, die er anzunehmen scheint, ist verschieden je nach dessen Dicke, nach der Art, in welcher er vom Lichte getroffen wird, u. s. w. Ein durchsichtiger Körper lässt im allgemeinen die Lichtstrahlen verschiedener Farben nicht gleich gut durch. In dem Fall, dass von einem gewissen grünen Lichte z. B. $\frac{9}{10}$, von gelbem und blauem $\frac{1}{2}$, von rotem $\frac{1}{4}$ eine 1 m dicke Schicht dieses Mediums durchdringen, wird durchfallendes, weisses Licht blassgrün erscheinen, welche Farbe von den erwähnten Lichtmengen bei überwiegendem Grün zusammengesetzt ist. Können wir die Dicke der Schicht verdoppeln, enthält das Licht, welches dieses durchdringt, $\frac{8}{10}$ -des einfallenden grünen Lichtes, $\frac{1}{4}$ der erwähnten blauen und gelben Strahlen und nur $\frac{1}{16}$ der roten; bei derselben weissen Lichtquelle wie früher erscheint die Farbe klarer oder reiner grün. Wird die Mächtigkeit der Schicht noch weiter vergrössert, wird die Farbe des durchgegangenen Lichtes immer grüner, indem die übrigen Strahlen im Verhältnis zu den grünen immer mehr ausgelöscht werden, diese nehmen obwohl langsamer in Stärke ab. Wir ersehen, dass die Bestimmung der Absorption von verschiedenfarbigem Licht uns ein Mittel gibt die Farbe eines durchsichtigen Mediums bei durchfallendem Lichte zu bestimmen, wenn uns die Mächtigkeit dieses Mediums bekannt ist. In dieser Weise ist die Farbe des Meerwassers vom Standpunkte der Fische zu definieren.

Der Farbeindruck, den man bei Betrachtung von oben vom Meerwasser erhält, ist ganz anderer Art; wir nehmen nun an, dass wir durch Anwendung eines Rohres, das eben unter die Oberfläche reicht, jede Spiegelung des Himmels oder einer anderen Lichtquelle ausschliessen. Das Licht, das nun unser Auge trifft, ist ausschliesslich von kleinen Partikeln im Wasser, Plankton, verschlammter Materie u. s. w. reflektiertes (bezw. diffraktiertes) Licht. Gäbe es solche nicht, schiene uns das Meer schwarz; dieses tut es aber nie. Diese kleinen Partikeln haben eine eigene Farbe, welche das reflektierte Licht beeinflusst, von grosser Wirkung ist hierbei die verschiedene Absorption des Meereswasser von verschiedenfarbigem Lichte, da ja das Licht auf seinem Wege hin und zurück das Meereswasser passieren muss. Die kleinen Partikeln liegen auf verschiedener Tiefe, das zurückkehrende Licht ist daher auch recht verschieden; das von den höchstgelegenen Körperchen reflektierte ist beinahe grau, wenn diese keine ausgesprochene Farbe haben, in dem von den am tiefsten gelegenen Partikeln zurückgesandten Lichte sind gewisse Farben ver-

hältnismässig stark bevorzugt. Der Totaleindruck wird eine blasse Farbe, da ja Farben von allen Teilen des Spektrums, also auch „weiss“ darin enthalten sind. Draussen in unseren Meeren zeigt die Farbe in dieser Weise beobachtet immer einen starken Einschlag von Grau, das oft die wesentliche Farbe zu sein scheint. Einen einheitlicheren Ursprung hat die Farbe, die wir im Bug- oder Kielwasser vom Schiffsdeck wahrnehmen können. Hierbei wird das Licht von weissen Luftblasen reflektiert, welche alle ungefähr auf derselben Tiefe unter der Oberfläche liegen, diese Farbe ist daher beinahe dieselbe, welche bei Durchsicht zu beobachten wäre.

Um die Durchsichtigkeit des Meerwassers zu bestimmen greift man zu der einfachen Methode eine weisse Scheibe hinabzusenken und die Sichttiefe, die Tiefe an der die Scheibe dem Auge entwindet, festzustellen. Die Scheibe erscheint dabei zuerst in einer Farbe, welche im Meere ganz überwiegend von der Lichtabsorption des Wassers bestimmt wird, die Reflexion von der Scheibe ist nämlich so stark, dass sie diejenige der kleinen Partikeln überwiegt. Diese Farbe scheint immer homogener, je tiefer die Scheibe gesenkt wird, bis sie an Lichtstärke so abgenommen hat, dass die Reflexion der kleinen Partikeln sich geltend zu machen anfangen kann. Dieses Licht wird dann in das von der Scheibe reflektierte eingemengt und diese erscheint in einem gräulichen, wolkenfarbigen Lichte. Nahe dem Verschwinden der Scheibe ist das von dieser reflektierte Licht wieder schwächer als das von den Partikeln reflektierte, aber noch immer einer intensiveren Färbung. Die Scheibe verschwindet, wenn ihr Zuschuss zur Intensität des reflektierten Lichtes unter einen gegebenen Bruchteil des von den Partikeln herrührenden sinkt, unter der relativen Reizschwelle liegt, nicht wenn sie die Farbe annimmt, in welcher uns das Meer von oben gesehen erscheint¹⁾. Die Tiefe, an der dieses stattfindet, ist die Sichttiefe.

Die kleinen Partikeln, welche unter der Sichttiefe liegen, können natürlich keinen Zuschuss zu der Farbe geben, in der wir unter Ausschluss der Oberflächenspiegelung das Meer senkrecht von oben sehen. Da aber die Lichtstärke mit der Länge des durchlaufenen Wasserpfeilers schnell abnimmt, verstehen wir, dass das von uns wahrgenommene Licht hauptsächlich von den Partikeln in den oberen und mittleren Teilen der Sichttiefe herrührt. Wenn die kleinen Partikeln, was im allgemeinen auch der Fall ist, eine indifferente, weissliche, graue oder grüngraue Farbe haben, ist es im ersten Raume die selektive Absorption, welche hier die Farbe bestimmt. Wir haben daher zu erwarten, dass die weisse Scheibe, zu etwas weniger als die halbe Sichttiefe gesenkt, uns die Wasserfarbe in dem eben beschriebenen Sinne, aber ohne den gräulichen Farbenton zeigt. Dies ist auch in unseren Gewässern der Fall, mit Ausnahme von einigen Orten dicht an der Küste, an denen die Trübung sehr stark ist. Der Farbeneindruck, den wir also erhalten, wenn die Scheibe zu etwas weniger als die Hälfte der Sichttiefe gesenkt wird, ist in Worten beschrieben ganz derselbe, den wir haben, wenn wir das Meer senkrecht von oben betrachten, nur dass der gewöhnlich dominierende graue Ton wegfällt, und die Farbe daher um so intensiver scheint. Das Kartogramm 9, Blatt III gibt eine grobe Darstellung dieser Farbe.

Die Wasserfarbe ist bei uns an jedem einzelnen Orte das Jahr hindurch so ziemlich dieselbe; wir sprechen hier von dem eben erörterten Farbeneindruck. In der nördlichen Ostsee gegen das Ålands- und das Schärenmeer und auch gegen die Mündung des Finnischen Meerbusens scheint das Meer klargrün, wenn man aus Norden oder Osten zu diesen Gegenden kommt, glaubt man eine bläuliche Schiftung wahrzunehmen, einzelne Male ist dieser blaue Einschlag ganz deutlich. In der Bottensee ist die Farbe grün mit einem Zug ins Gelbe, der

¹⁾ Hierauf vor allem fusst prinzipiell der Unterschied zwischen der hier dargelegten Auffassung und derjenigen in J. GEHRKE: Über Farbe und Durchsichtigkeit des Meerwassers, Publications de Cfrconstance, N:o 45, Kopenhagen 1909.

manchmal stärker ist, manchmal ganz vermisst wird. In dem südöstlichen Teile der Bottensee begegnen wir einer Farbe, die obgleich sie kaum anders als mit gelblich grün bis gelbgrün zu bezeichnen ist, einen leuchtenderen Eindruck macht als in irgend einem anderen Teile unserer Gewässer. In der Bottenwiek tritt die gelbe Nüance deutlicher hervor, in dem zentralen Teile der Wiek kann jedoch die Farbe manchmal klargrün erscheinen. Ganz im Norden, hufeisenförmig mit der Küste, ungefähr der Verbreitung des Wassers von unter 2 ‰ Salzgehalt folgend, nimmt die grüne Farbe ab um allmählich einer gelben, gelbbraunen, braunen und zuletzt stark rötlich braunen Farbe Platz zu machen. Dieses Gebiet streckt sich zur Zeit der Frühlingsflut weit in die See herein, und wir haben dann ein schmäleres Gebiet mit einem recht deutlichen Übergang von dem braunen Küstenwasser zu der tiefgrünen Farbe, die in den zentralen Teilen der Wiek herrschen kann. Dieses Übergangsgebiet liegt je nach den verschiedenen Jahren auf kürzerer oder grösserer Entfernung von der Küste und wird stets von den Wasserbewegungen mehr oder weniger verschoben. In dem Finnischen Meerbusen

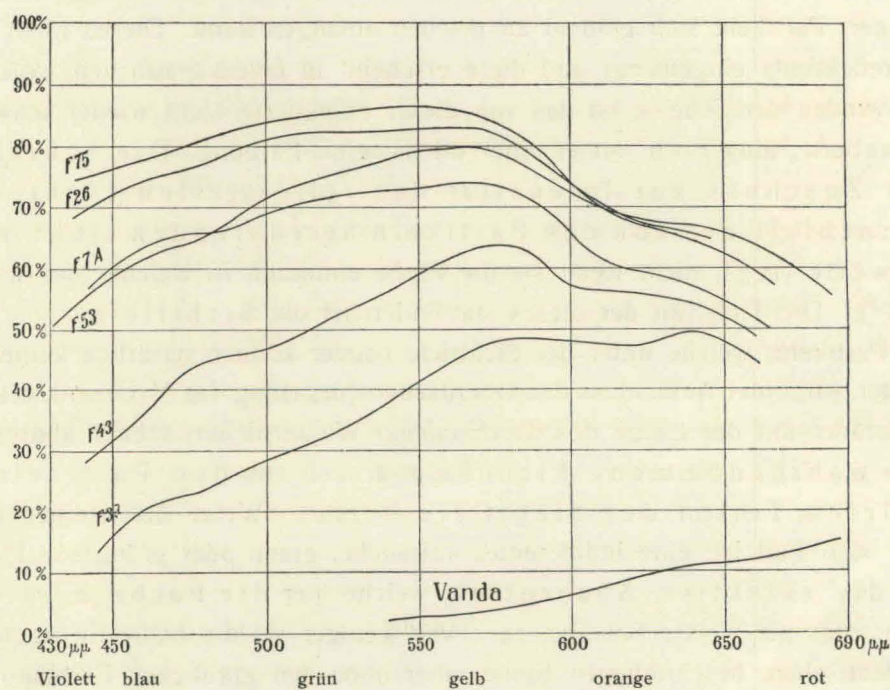
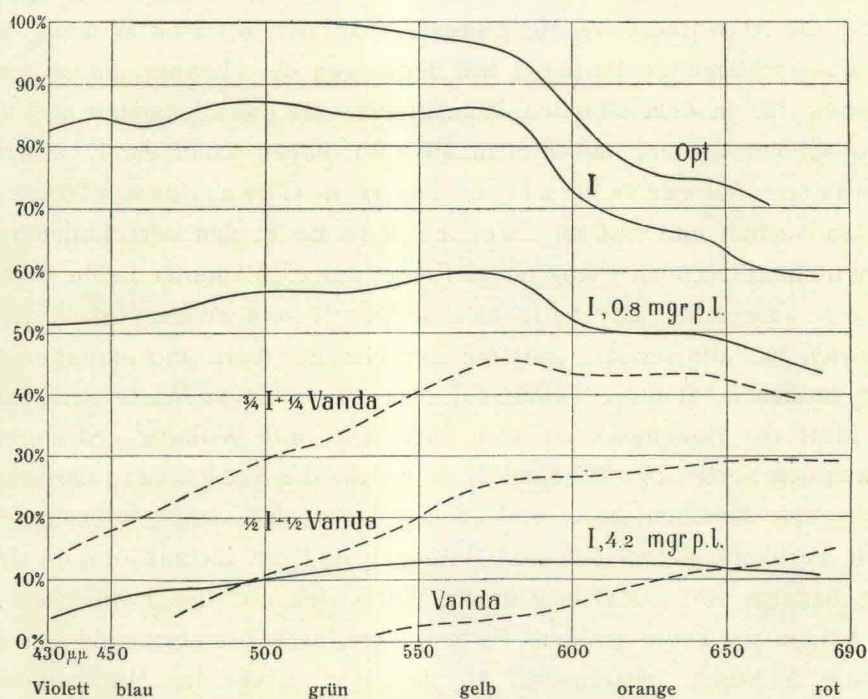


Fig. 5. Durch einen Meter Wasser durchgelassenes Licht, in Prozenten von dem einfallenden ausgedrückt. F 7 A in der Bottenwiek; F 26 in der Bottensee; F 37 in der Mündung der Wiburger Wiek; F 43 nördlich von Hogland; F 53 im Finnischen Meerbusen zwischen Helsingfors und Reval; F 45 in der Nördlichen Ostsee; Vanda Fluss bei Helsingfors.

sen nimmt der gelbe Einschlag von der Mündung nach dem Inneren an Stärke zu; an der Mündung ist das Wasser öfter grün als gelblich grün zu nennen; für die Länge von Helsingfors ist gelbgrün meistens die richtige Bezeichnung; bei Hogland kann der Eindruck einzelne Male der von reingrün sein, meistens ist das Wasser gelbgrün zu nennen, zu Frühlingszeit nördlich von Hogland ist die Farbe bräunlich gelbgrün; ganz nach innen gegen Wiburg und Kronstadt haben wir nach und nach gelb, braungelb, braun und rotbraun.

Längs den Küsten finden wir Abweichungen vor. An den Flussmündungen ist die Wirkung des Flusswassers stark, sie dehnt sich aber nicht weit in die See, z. B. an der Mündung des Kumo Elf, gewöhnlich nach Norden, als ein schmales Band längs der Küste. An anderen Stellen der Küste, wo keine eigentliche Flusswasserzufuhr vorhanden ist, behält das Meer ringsum den Schären und gegen Land seine Farbe, nur ist diese durch die grössere Anzahl der kleinen Partikeln etwas heller und blässer.

Exakter als eine wörtliche Beschreibung veranschaulicht das hier beigefügte Diagramm die in diesem Zusammenhange hauptsächlichste optische Eigenschaft des Meerwassers, dessen Absorption von verschieden gefärbtem Lichte. Diese habe ich im Mai 1910 draussen im Meere mit Spektralphotometer bestimmt. Die Zahlenwerte können bei einer endgültigen Bearbeitung etwas verändert werden, dann aber alle in derselben Richtung; sie können also unter sich verglichen werden. An den Figuren 5 und 6 sind die Lichtwellenlängen in horizontaler Richtung ausgesetzt, also links violettes Licht, dann Blau, Grün, Gelb, Orange, Rot nach rechts; die Prozentzahlen, nach oben zunehmend, geben die Lichtmenge jeder einzelnen Lichtart an, die an den hier beachteten Orten einen Wasserpfeler von 1 m Höhe durchdringt; die oberste horizontale Linie giebt vollkommene Durchsichtigkeit, die unterste vollkommene Undurchsichtigkeit an. Wir finden (Fig. 5) für Meereswasser die grösste Absorption binnen der äusseren Teile des Spektrums; eine fortlaufend zunehmende Niederdrückung der Durchlässigkeit aber in dem violetten Teile zeigt sich je mehr wir in die inneren Teile der Gebiete hereinkom-



F. 6. Durch einen Meter durchgelassenes Licht. Bezeichnungen: Opt. = optisch leeres; I = technisch destilliertes; I, 0.8 mgr = Wasser I mit 0.8 mgr verschlammten Lehm vom Meeresboden; I, 4.2 mgr = Wasser I mit 4.2 mgr desselben Lehm; Vanda = Juliwasser des Vandaflusses bei Helsingfors; $\frac{1}{2} I + \frac{1}{2} \text{Vanda}$ und $\frac{3}{4} I + \frac{1}{4} \text{Vanda}$ = Mischungen in angegebenem Verhältnis von Wasser I und Vandawasser.

men. In der Ostsee haben wir die grösste Durchlässigkeit für gelbgrünes Licht, aber in dem violetten Teile des Spektrums entschieden grössere als in dem roten, daher die grüne Farbe. In der Botten-see und der Bottenwiek finden wir annähernd dieselben Verhältnisse vor, mit ungefähr derselben Absorption in dem violetten Ende als in dem roten, wobei die grösste Durchlässigkeit mehr in den gelben Teil verschoben wird. Nach dem Inneren des Finnischen Meerbusens zu verändern sich die optischen Eigenschaften in derselben Richtung wie von der Ostsee nach der Bottenwiek; zwischen Helsingfors und Reval haben wir schon in dem violetten Teile grössere Absorption als im roten, bei F 43 nördlich von Hogland ist der Hauptteil des durchgelassenen Lichtes gelb bis rot, bei F 37, Kuninkaanlahti, fällt die grösste Durchlässigkeit in den roten Teil.

Zur Erklärung dieser Erscheinungen werde ich an späterem Orte zurückkommen. Das Gerippe der Erklärung können wir aber in einigen wenigen Worten geben. Wir sehen bei der Untersuchung von Lehmwasser (Fig. 6), dass die Durchlässigkeit von hinzugefügtem, aufgeschlämmtem Lehme recht gleichmässig niedergedrückt wird, beinahe dieselbe Menge Licht wird in jeder Farbe durchgelassen, wir finden nur ein unbedeutendes Maximum im Gelben; wir erhalten bei Durchsicht eine gräuliche Farbe mit einem undeutlichen grüngelben Einschlag. Das Vandawasser, dessen braune Farbe wie bekannt von organischen Bestandteilen herrührt, namentlich von den aus Sumpfländern kommenden Humusstoffen, und dessen Verdünnungen zeigen einen anderen Verlauf; eine starke Absorption in dem violetten Teile, eine verhältnismässig schwache im roten, die Kurve steigt schräg über dem Diagramme, während sie für Lehmwasser ziemlich horizontal verläuft; auf ein 3 m langes Rohr gefüllt zeigt das Vandawasser in Durchsicht eine ausgeprägt rote Farbe.

Die Salze des Meerwassers sind beinahe farblos; ausserdem müssen wir, wenn wir in diesen die Ursache suchen, bei zunehmender Verdünnung immer grössere Durchlässigkeit finden, wo doch die Wirklichkeit das Gegenteil bestätigt. Die Salzgehaltsverteilung erklärt uns also die Farbe nicht. In unseren Kurven über die Absorption des Meereswassers, können wir eine Wirkung spüren, die sowohl mit derjenigen der aufgeschlämmten Partikeln wie derjenigen der Humusstoffe verwandt ist; die Verminderung der Absorption ist in dem violetten Teile grösser als die allgemeine und nimmt, je mehr wir gegen das Innere der Gebiete gehen, immer mehr ab. Wir haben daher die Erklärung zur Farbe des Wassers unserer Meere vor allem in dem Gehalt an gelösten organischen Bestandteilen zu suchen und erst im zweiten Raume in den vorzufindenden kleinen Partikeln; dabei kommt hauptsächlich Plankton in Frage, aufgeschlämmter Lehm wird bald von den Salzen des Meerwassers ausgefällt. Der Salzgehalt ist hierbei kein inverses Mass der Farbe, wir haben z. B. in der Bottenwiek verhältnismässig grössere Durchlässigkeit als im Finnischen Meerbusen nördlich von Hogland; hier südlicher hat die Frühlingsflut schon in höherem Masse neue, organische Bestandteile gebracht, zur Mitte der Bottenwiek ist noch nicht aber ihre Wirkung gedungen.

Wir wenden uns den Karten 10—12, Tafel III zu, welche die Sichttiefe darstellen. Wir haben früher beschrieben, wie diese bestimmt wird, und auch gesehen, dass sie eigentlich eine Funktion von dem Gehalte an kleinen Partikeln, deren Reflexionsvermögen und der Lichtabsorption des Wassers ist. In dem offenen Meere, bei uns von der Ostsee in die Bottenwiek und den Finnischen Meerbusen zur Gegend um Hogland herein, wo keine grössere Farbenunterschiede bestehen, sind es die kleinen Partikeln, die hauptsächlich die Sichttiefe bestimmen. An den Küsten, vor den Mündungen unserer grösseren Flüsse, sowie im Innern unserer zwei grossen Meerbusen, wo das Wasser sehr braun ist, erhält die Wasserfarbe einen grossen Einfluss.

Die Sichttiefe hat in den verschiedenen Jahreszeiten eine deutlich verschiedene Gestaltung. Im Mai treffen wir regelmässig in der Mitte der Bottenwiek die höchsten Werte, bis 16 m, im allgemeinen etwa 15 m an; meistens haben wir zur selben Zeit nördlich, dem Küstengebiet mit salzärmerem Wasser entsprechend, geringere Sichttiefen; im Übergangsgebiet gehört ein Ort je nach den Jahren diesem oder jenem Typus an. Diese grossen Sichttiefen haben wir zunächst als Überbleibsel vom Winterzustande zu betrachten; hier nördlich ist der Frühling noch nicht so weit vorgeschritten und wir treffen im Mai regelmässig grosse Eismassen an. Die übrigen Teile unserer Gewässer haben im August ihre grösste Sichttiefe; bei einzelnen Gelegenheiten kann durch Aufdämmung südlich von der Bank Hangö—Stockholm klareres Tiefwasser aufwärtssteigen und Sichttiefen über 15 m zeigen. Im November haben wir in der Ostsee etwas grössere Sichttiefen als im Mai; im Finnischen Meerbusen beinahe dieselben wie im Mai, vielleicht etwas grösser als die Karte sie gibt; im Bottnischen Meerbusen etwas kleinere als im Mai.

Die Planktonverteilung zeigt einen diesem entsprechenden Verlauf. In der Bottenwiek haben

wir in der Schicht 0—20 m im Mai ganz minimale Quantitäten, überwiegend Diatomacéplankton wie über dem ganzen Gebiete. In der Bottensee und der Ostsee finden wir etwas reichlichere Mengen, in den zentralen Teilen der Gebiete sind mittels „quantitatives Planktonnetz“ von einer Mündung von 14 cm 1—2 cm³ in dem Wasserpfeiler von 20 m nach der Oberfläche erhalten worden, in einem breiten Gebiete längs den Küsten 3—11 cm³ und beinahe dieselben Mengen im Inneren des Finnischen Meerbusens. Im August überwiegen Kopepoden, Kladoceren und Rotatorien ausser in der Ostsee, wo Aphanizomenon, und im inneren Finnischen Meerbusen, wo Diatomaceen den Hauptteil des Planktons ausmachen. Die Planktonvolumina wechseln jetzt zwischen 1—2 cm³ und werden an den Küsten nur unbedeutend grösser, wir fanden bis ganz nahe an den Küsten grössere Sichttiefen als im Mai. In der Bottensee aber sind die Planktonvolumina jetzt etwas grösser, sie betragen bis $\frac{1}{2}$ cm³. Im November haben wir wieder kleine Mengen, ausser in der Bottensee, wo der Plankton, namentlich Kopepoden und Diatomacéen, jetzt am reichlichsten vorkommt, bis etwa 1 cm³ in der Mitte und etwa 2 cm³ näher an den Küsten. In der Ostsee haben wir noch ca 1 cm³, Kopepoden und Aphanizomenon, im Finnischen Meerbusen dieselben Arten, hier und in der Bottensee sehr kleine Volumina bis $\frac{1}{2}$ cm³, an den Küsten etwas grössere; in der Bottensee besteht der Plankton hauptsächlich aus Kopepoden, Diatomacéen und Aphanizomenon. Die kleinen, dichten Aphanizomenondrähte wirken in optischer Hinsicht mehr als die zum überwiegenden Teil wasserklaren anderen Planktonarten.

Wir ersehen einen deutlichen Parallelismus zwischen Sichttiefe und Vorkommen von Plankton; in der Bottensee vom Mai bis November zunehmende Planktonmenge und abnehmende Sichttiefe, im August kleinere örtliche Verschiedenheiten in der Sichttiefe über dem ganzen Gebiete, so auch in der Planktonmenge, in der das Zunehmen gegen die Küste kleiner als früher ist. November zeigt wohl südlich vom Kvarik kleinere Mengen, dabei ist aber ein guter Teil des Planktons von einer besonders undurchsichtigen Art. Im Herbst und Frühling hat die Schlammzufuhr der Flüsse eine grössere Wirkung, welche nach den der verhältnismässigen Dürre des Sommers folgenden Herbstregen und nach der Frühlingsflut ihre Höchstbeträge erreicht. Diese grössere Schlammzufuhr muss sich, wie es ja auch der Fall ist, speziell in einer Abnahme der Sichttiefe gegen Land äussern. Der Seegang während der Herbststürme mag hier auch mitwirken, indem er in den Küstengewässern Schlamm aufwühlt; dass diese Wirkung nicht entscheidend ist, zeigen uns die Verhältnisse im Mai, wo wir im Gegensatz zu denjenigen des Sommers, trotz der schwächeren Winde eine grössere Abnahme gegen Land haben.

13. Eisverhältnisse.

Die erste Bedingung für die Vereisung unserer Meere ist natürlich die allgemeine Abkühlung der Meeresoberfläche im Herbst und Winter. Durch diese entstehen aber nur kleinere Eismengen, die immer wieder von den Wellen zerbrochen werden und der Seefahrt kein ernstes Hindernis sein können. Eine wirkliche Eislegung beachtenswerter Ausstreckung entsteht erst bei dem, übrigens recht seltenen,

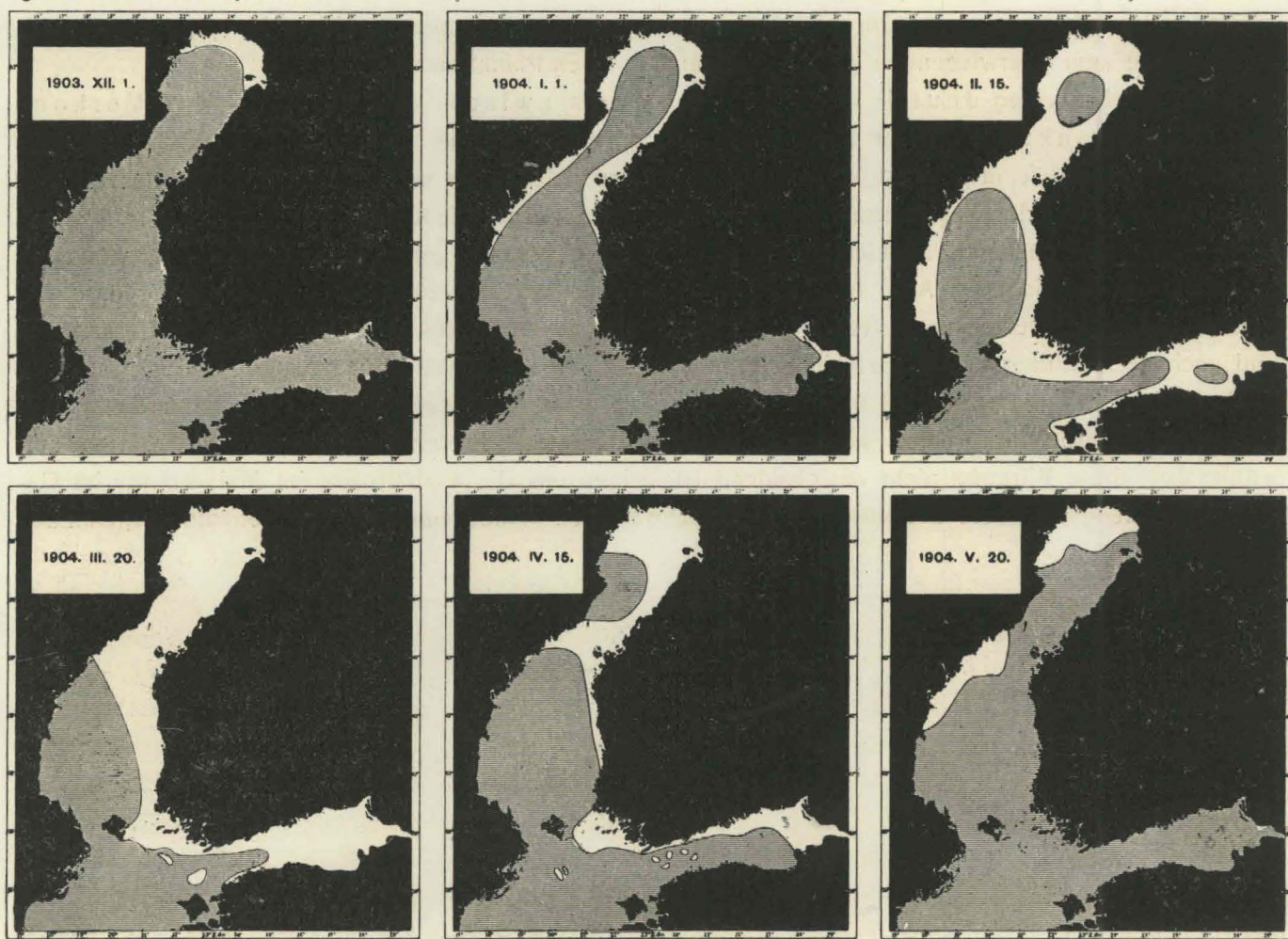


Fig. 7. Schematische Eisgrenzen. Der Winter 1903—4.

typischen „nordischen Winterwetter“, wenn ein grösseres Barometermaximum mit stillem Wetter, klarem Himmel und damit folgender starker Ausstrahlung und Kälte einige Zeit über unseren Gebieten liegt. Bei einer solchen Gelegenheit schreitet die Eislegung unserer Gewässer sehr schnell fort, natürlich von den Küsten nach aussen, und wenn die Kälte lange genug währt, kann sich eine Eisdecke herabilden,

die den Winter hindurch besteht. Diese Decke wächst dann nach und nach etwas, meistens sprungweise bei später eintreffenden Luftdrucksmaxima. Bei starken Stürmen können im Winter Teile der Eisdecke losgebrochen werden. Diese geraten in Trift, frieren aber meistens nach kürzerer Zeit an der festen Eisdecke fest und können so Bänder von Packeis bilden. Mit der zunehmenden Insolation des Frühlings nimmt die Eisdecke nur wenig an Mächtigkeit ab. Das niederdringende Schmelzwasser macht sie porös, die wechselnden Temperaturverhältnisse rufen Spannungen hervor, und die Schichten verschiedenen Alters gehen auseinander. So entsteht das typische, wohlbekannte Frühlingseis, das sich schon bei leichten Schlägen in kleine Stücke oder Stäbchen teilt. Kommt nun ein Sturm, wird das Eis über grossen Gebieten in Stücke gebrochen, und so entstehen die Treibeisfelder des Frühlings, die nicht mehr oder nur für kürzere Zeit zusammenfrieren. Sie werden vom Winde zu einem oder mehreren grossen Feldern zusammengeführt und können dann vom Strome, aber hauptsächlich vom Winde umhergetrieben oder auch an einer Küste zusammengehalten werden, ohne dass wesentliche Teile sich losmachen. Es sind diese Packeisbänder und diejenigen des Winters, welche der Seefahrt das schwerste Hindernis sind. Sie schmelzen dann allmählich teils durch die Insolation und die warme

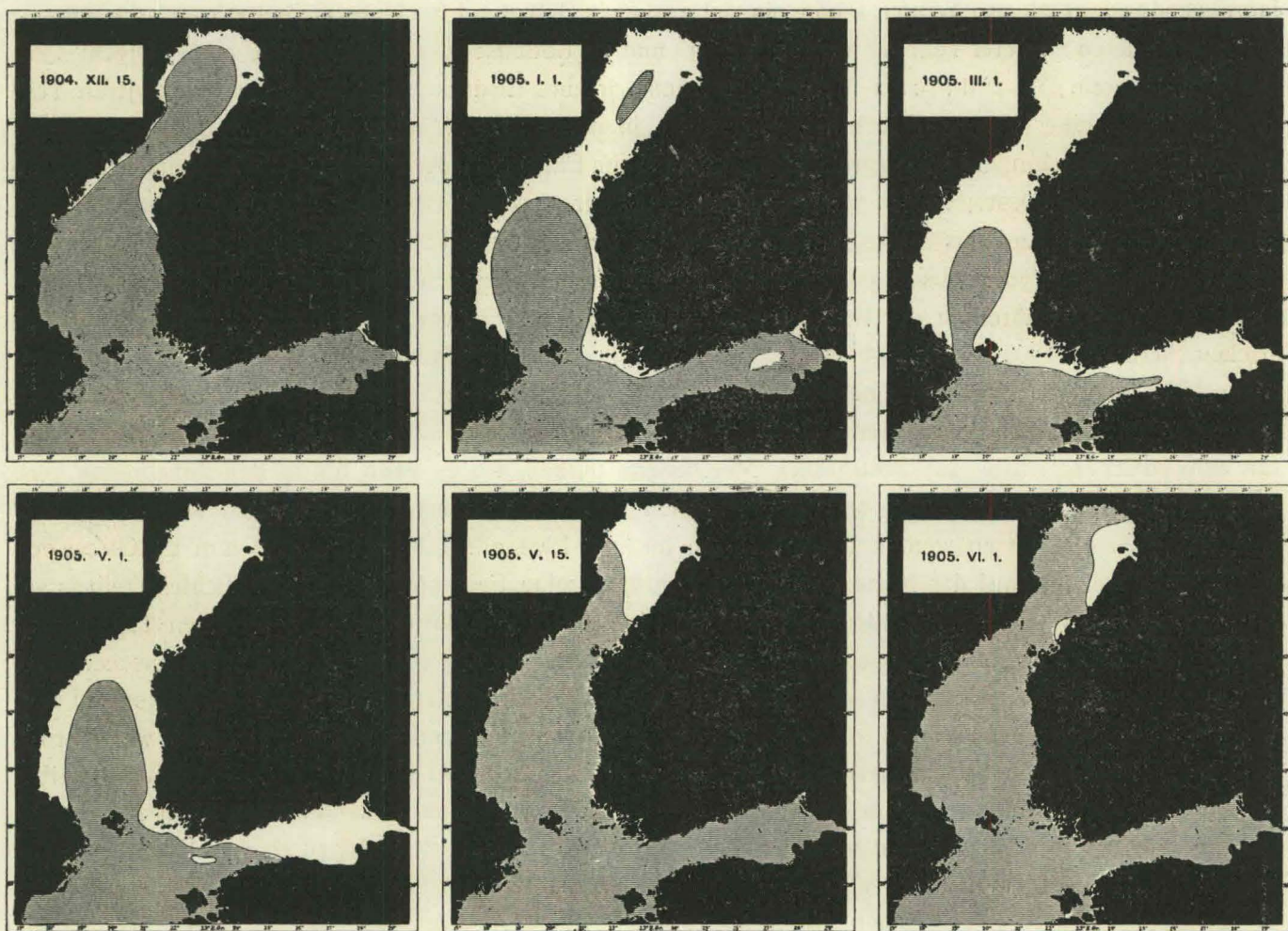


Fig. 8. Schematische Eisgrenzen. Der Winter 1904—5.

Luft, teils dadurch, dass sie sich im allgemeinen etwas anders als die oberen Schichten des Meeres bewegen und so immer neue Wasserschichten berühren, deren Temperatur über dem Gefrierpunkte liegt. Dieses kann sich recht langsam abspielen; es ist nicht ungewöhnlich, dass man in der Bottenwiek noch im Juli Eisfeldern von einiger Grösse begegnet.

Wir sehen auf den Figuren 7 und 8 die Ausdehnung der Eisdecke zu 12 verschiedenen Zeitpunkten in zwei Wintern, welche hier als Beispiele näher erörtert werden sollen. Wir können aus diesen Karten einen deutlichen Unterschied zwischen den zwei Jahren ersehen. 1903—04 begann die Ausbildung der Eisdecke später und das Meer wurde früher vom Eise befreit als 1904—05. Die Witterung war in diesen zwei Wintern auch verschieden. Im jenen fiel die erste Kälteperiode im Oktober ein, die folgenden drei Monate waren mild, um ein paar Grade wärmer als normal. Im Februar und März herrschte dann längere Zeit kaltes Wetter, diese Monate waren wiederum etwas kälter als normal. Ende März hatten wir hohe Temperatur und starke, südliche Winde. 1904—05 haben wir die erste Kälteperiode im Anfang November, die kalte Witterung dauert dann ununterbrochen bis Ende April; dabei herrschte im Februari und März etwas höhere Temperatur als gewöhnlich.

1903 hatten wir nördlich schon im Oktober Eis, das später aber wieder verschwand. In der zweiten Hälfte vom November begann die Eisbildung dann nördlich aufs neue längs der Küste, zur Jahreswende streckt sich das Eis längs der Küste etwas südlich vom Nördlichen Kvark; im nachfolgenden Jahre hatten wir schon um den 15. Dezember eine etwas grössere Ausbildung des Eises. Zur Jahreswende ist in diesem Winter schon ein viel grösseres Gebiet mit Eis bedeckt als 1903—04, die Bottenwiek ausser deren mittlerer Teil, der Nördliche Kvark und die Bottensee der ganzen Küste entlang recht weit in die See herein; im Finnischen Meerbusen haben wir eine Eisdecke bei Hangö, in den inneren Teilen und über einer grossen Fläche um Hogland. In dem ersten Winter zeigt die Bottenwiek erst im Februar eine dieser annähernd entsprechende Vereisung, im Finnischen Meerbusen ist aber dann das eisbedeckte Areal viel grösser; dessen ganzer, innerer Teil, der äussere Teil längs den Küsten bis recht weit in die See herein und das ganze Schärenmeer sind von Eis bedeckt. In der ersten Hälfte vom März ist die Ausbreitung des Eises in den beiden Jahren ungefähr gleich gross, 1905 doch etwas grösser. Anfang März 1904 führen in der Bottensee die SW-Winde das Eis von der schwedischen Seite zur finnischen herüber; 1905 zieht sich der Eisrand überall ruckweise allmählich nach innen bis Anfang Mai. 1904 bleibt das Eis während der fortdauernden Abnahme an der finnischen Küste der Bottnischen und Firnischen Meerbusen; Ende April haben wir dann E und SE Winde, die das Eis wieder zur schwedischen Küste des Bottnischen Meerbusens treiben, wo es dann bis in den Juni herein verbleibt. In dieser Weise wurde an der finnischen Seite die Seefahrt schon im April wieder möglich. Im Finnischen Meerbusen werden die Eismassen im April 1904 allmählich nach aussen in die Ostsee getrieben (man beachte auf der Karte für den 15. April einzelne Felder bei Bogskär und lichtetes Treibeis an der Mündung). 1905 verschwindet im Frühling das Eis in der Bottensee in den letzten Tagen vom April längs der südlichen, schwedischen Küste, in den ersten Tagen vom Mai an der finnischen und der nordschwedischen. Auch im südlichen Teile der Bottenwiek setzt sich das Eis Ende April in Bewegung, Mitte Mai finden wir es von den Winden mehr nach der finnischen Seite geführt, wo es trotz kleiner Verschiebungen bei den herrschenden W Winden unter ständiger Schmelzung bis in den Juni bleibt. Im Juli 1905 wird noch von Marjaniemi auf Karlö ein Eisfeld beobachtet. Im Finnischen Meerbusen hält das warme Ostseewasser den äusseren Teil offen, das Eisband ist an der russischen Küste schmaler und verschwindet hier, wie es auch 1904 der Fall war, früher als an der finnischen Küste; 1905 ist die äussere Hälfte der russischen Küste des Meerbusens Anfang April frei. Mitte Mai werden im innersten Teile, in der Wiburger-Wiek, treibende Eisstücke angetroffen.

Man hat durch das Studium der Eisverhältnisse eine Antwort auf zwei praktische Fragen ermitteln wollen: an welcher Küstenstrecke liegen bei uns die geringsten Hindernisse für die Seefahrt vor, und inwieweit sind für kürzere oder längere Zeit Prognose über die Eisverhältnisse möglich.

Zur Beantwortung der ersten Frage haben wir genügendes Material in unserer Kenntnis der Eisverhältnisse und, was wichtiger ist, der Bewegungen im Meere und der Winde. Es ergibt sich, dass bei uns die Wahl der Winterhäfen kaum glücklicher hätte getroffen werden können. Natürlich sind die Verhältnisse am günstigsten an den Teilen der Küste, die der Ostsee am nächsten sind. Wie es aus den Verhältnissen der hier erörterten zwei Winter aber auch aus der Durchschnittsverteilung für mehrere Jahre hervorgeht, liegt das Eis in dieser Gegend die kürzeste Zeit. Der eingehende Strom längs der finnischen Bottenseeküste ist im Herbst von keiner grösseren Bedeutung, da das Wasser schon während seines Ganges durch das Schärenmeere etwas abgekühlt wurde, im Frühling haben wir an dieser Küste gewöhnlich ziemlich unbedeutenden, ausgehenden Strom. Längs dem südwestlichen Teile des Landes strömt, jedoch nach einer kleinen Einbiegung in den Finnischen Meerbusen, warmes Ostseewasser.

Es sind indessen die Packeise des Vorfrühlings und des Frühlings die der Seefahrt das ernsteste Hindernis bieten, und bei deren Gruppierung spielen die Winde die Hauptrolle. SW Winde sind im Frühling vorherrschend, südwestliche und westliche im Februar, März und Mai, östliche, weniger ausgeprägte im April. In einem eisreichen Jahre kann in der Bottensee jede Küstenstrecke je nach dem Winde bis in den Juni mit Eis blockiert werden, und wenn hier keine Blockierung stattfindet, können die Ausgänge durch das Ålandsmeer oder das Schärenmeer gesperrt werden. An einem Hafen des Schärenmeeres kann keine direkte Blockade stattfinden, wohl aber können die Ausgänge zur Ostsee blockiert werden; die Seefahrt hat aber hier zwischen mehreren Passagen zu wählen, welche, obgleich es nicht unmöglich ist, kaum alle zu gleicher Zeit von Eis blockiert sein werden; dieser Vorteil wird indessen doch etwas von der langen Fahrt durch festes Eis vermindert. An dem äusseren Teile der finnischen Küste des Finnischen Meerbusens ist eine Blockade möglich. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen und auch weiteren Eishindernissen zu begegnen wird grösser, je tiefer wir in den Meerbusen herein kommen; man kann wohl doch die westliche Hälfte als in Betreff der Seefahrt bedeutend besser gestellt als die östliche bezeichnen. Hangö ist dabei am vorteilhaftesten gelegen: wohl kann man sich denken dass bei E und SE Winden ein Teil des Eises längs der Küste gleiten würde um vor Hangö und südlich vom Schärenmeere stehen zu bleiben, wenn der Strom nach dem Schärenmeere heraufbiegt, andererseits wird dieses dadurch aufgewogen, dass eine ausgebildete oder nur angefangene Blockade von dem durch das Schärenmeer ausgehenden Strom gehoben werden kann, und ein solcher Strom kann bei Winden entstehen, die keineswegs das Packeis weiter herein längs der Nordküste des Finnischen Meerbusens zu bewegen vermögen. Der gegenüberliegende, äussere Teil der Küste des Finnischen Meerbusens ist in dieser Hinsicht besser gestellt als unsere Seite. In dem Bottnischen Meerbusen sind die Verhältnisse im Herbst etwas vorteilhafter für die finnische Seite als für die schwedische; im Frühling sind die beiden Küsten beinahe gleichgestellt, in der Bottensee die finnische Seite vielleicht etwas besser gestellt, in der Bottenwiek aber nicht.

Wie es schon aus der einleitenden Beschreibung hervorging, ist die Eislegung wesentlich von der Witterung des Winters bedingt. Aber auch rein hydrographische Verhältnisse, die Schichtung in den obersten 40—70 Metern, die Wärmemenge des Meeres, wirken hierbei mit. Auf diese kann eine partielle Prognose gebaut werden, noch ist aber unsere Kenntnis, speziell von dem zentralen Becken der Ostsee, nicht so gut, dass eine solche Prognose mit Sicherheit gegeben werden könnte. Eine sichere Prognose darüber, inwiefern einer oder mehrere unserer Eisbrecher für den Winter aufgelegt werden könnten, würde wohl keiner wagen, bevor die Voraussagungen über die Witterung für längere Zeiten sicherer geworden sind. Ein Eisdienst, der die Gestaltung des Eises in der nächstfolgenden Zeit gäbe, wäre wohl möglich, wenn Beobachtungen von mehreren Orten regelmässig und schnell einverschafft werden könnten. Es ist aber nicht sicher, dass bei uns die Möglichkeit vorliegt diese Prognosen den Schiffen beizeiten zuzustellen.

14. Fortlaufende Veränderungen in Salzgehalt und Temperatur.

Wir können in den Salzgehaltswerten, die seit 1898 während der finnischen Arbeiten erhalten worden sind, deutlich Wechselungen spüren. Die Werte variieren von Jahr zu Jahr und fallen bald höher, bald niedriger aus. Dabei trifft man eine Zu- oder Abnahme im Salzgehalte der Tiefenschichten in den inneren Teilen der Gewässer später als in deren äusseren Teilen an, etwas später im Finnischen Meerbusen als in der Ostsee, ein halbes bis ein Jahr später in der Bottensee, gegen zwei Jahre später in der Bottenwiek; in den Oberflächenschichten pflanzen sich die Wechselungen schneller fort. Dieses stimmt mit den Resultaten, die in der vorangehenden Erörterung der Wasserversetzung gegeben wurden, gut überein.

Salzgehalt (‰)

Station	Tiefe m	1877 Juli	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907 Juni	1908 Juli	1909 Juli	1910 Mai	1911 Mai
F 12	80	4.39	—	—	4.07	4.20	4.07	3.87	3.97	4.01	3.98	3.91	4.04	4.02	3.84
F 30	100	6.95	—	6.36	6.44	6.38	6.24	6.21	6.23	6.12	6.02	6.09	6.17	5.87	6.04
F 45	60	—	—	—	—	6.82	6.5	7.02	6.80	6.67	7.05	7.43	7.67	6.60	6.73
F 64	250	7.40	6.94	7.00	6.83	6.96	6.71	6.67	6.72	6.71	6.60	6.63	6.83	6.47	6.76
F 74	150	10.8	—	—	—	10.4	10.03	10.35	10.35	10.17	—	10.50	10.88	10.63	10.07

Ausser diesen Wechselungen tritt noch eine Tendenz zu einer Abnahme im Salzgehalte hervor, aber nur in den Tiefenschichten. Von 1899 bis 1907—08 ist diese deutlich wahrzunehmen, natürlich nicht die ganze Zeit in einer Richtung sondern mit Wechselungen von Jahr zu Jahr. 1909 und, in geringerem Grade, 1910 zeigen wieder höhere Werte. Verfolgen wir den Verlauf rückwärts, so finden wir in den Angaben von NORDQVIST von 1887 und denen von EKMAN 1877 höhere Zahlenwerte, und werden weiter die gleichzeitigen Messungen von 1862 von EDLUND und STRUVE mit diesen verglichen, so dünkt uns die Differenz zwischen ein- und ausgehendem Strom grösser als jetzt ¹⁾.

¹⁾ Ich habe früher eine Zusammenstellung dieser Zahlen in Annalen der Hydrographie etc. 1906, S. 407 gegeben.

Von den zwischenliegenden Zeiten wissen wir natürlich nichts, wir sind doch geneigt anzunehmen, dass in diesen 30 oder 45 Jahren eine Abnahme stattgefunden hat. Inwiefern diese periodisch oder sekulär ist, kann noch lange nicht entschieden werden. Jedenfalls kommen Wechselungen vor, deren Länge in mehreren Jahren gerechnet werden kann. Wenn man zu einer hydrographischen Ursache greift, so ist man geneigt die Erscheinung als periodisch anzusehen, obgleich auch dann sekuläre Veränderungen nicht ausgeschlossen sind. Wir haben dann nach Wechselungen in dem durch die dänischen Gewässer einkommenden Strome zu suchen, und wir finden wirklich die Zunahme im Norden im Jahre 1909 von einer Steigerung des Salzgehaltes der tiefsten Schichten in den Tiefen bei Bornholm 1907 vorangegangen. Eine zweite Ursache, die sekulär wirken müsste, können wir in der Landerhöhung sehen, der Erhöhung des Meeresbodens sowohl bei unseren Bodenschwellen wie bei den dänischen Meeresengen.

Eine solche Veränderung im Salzgehalte hat auch auf die Temperaturverteilung in den Meeren eine Rückwirkung, die Schichtung wird bei grösserem Salzgehalt ausgeprägter und die Sommererwärmung kann nicht so tief dringen; die Oberflächenschichten werden im Sommer wärmer, der Wärmevorrat des Meeres wird aber im Herbst und Vorwinter kleiner.

Von der sekulären Abnahme im Salzgehalte binnen der Tiefenschichten der Ostsee, wenn nun eine solche wirklich vorliegt, liesse sich darauf schliessen, dass die Ostsee nicht früher im selben Grade wie jetzt die Sommerwärme hat auf sammeln können. Man hat für die letzten 150 Jahre auf einige Erhöhung der Wintertemperatur und einige Senkung der Sommertemperatur im europäischen Norden schliessen wollen, auch liegen gewisse Wahrscheinlichkeitsgründe dafür vor, dass diese Veränderung während einer noch längeren Zeit fortgedauert habe. Eine sekuläre Verminderung des Salzgehaltes, welche auch eine früher geringere Wärmekonsumtion im Sommer hätte bedingen müssen, wäre hiermit zusammenzustellen; eine an und für sich genügende Ursache wäre sie kaum. Diese Parallelisierung könnten wir noch fortsetzen bei der Erörterung der Angaben von starker und langwëriger Beeisung der ganzen Ostsee in den Jahren 1000—1400. Hier wollen wir uns jedoch auf keine weitere Diskussion dieser Verhältnisse einlassen.

Wie allgemein bekannt, ist das günstige Klima Nord- und Westeuropas von dem warmen, atlantischen Meeresstrome bedingt, der an den Küsten Nordeuropas vorbeizieht. Eine, wenn auch geringere, mildernde Wirkung auf die Witterung in Finland haben die während des Sommers akkumulierten Wärmemengen, welche die Ostsee während des letzten Teiles des Jahres der Atmosphäre abgibt; teils so, dass die über die Ostsee streichenden Luftmengen erwärmt werden, teils so, dass das über dieser See sich bildende, sekundäre Luftdruckminimum das Entstehen südlicher und südwestlicher Winde und einer schützenden Wolkenbedeckung begünstigen. Diese Wärmemenge der Ostsee kommt uns indessen in den verschiedenen Jahren in sehr verschieden hohem Grade zum Teil, sie wird nämlich hauptsächlich der über die See streichenden Luft abgegeben. Gestaltet sich nun die Witterung in einem Winter so, dass die Winde aus Osten und Norden überwiegen, kommt die mildernde Wirkung nur in geringem Masse dem Winter in Finland zu gute. Die Witterung wird wieder hauptsächlich von der allgemeinen Luftdruckverteilung bestimmt. Für eine solche weniger günstige Gestaltung des Winters kann eine südliche Lage des Nordatlantischen Luftdruckminimums ein Indikator sein.

Was die Möglichkeit betrifft Prognose für die Witterung des Winters auf den Wärmezustand des Herbstes in der Ostsee zu gründen, können wir folgern, dass dieser nicht entscheidend einwirken kann. Es ist die Wetterlage über der Nordatlantik und Nordeuropa, die hier entscheidet; diese wird indessen wiederum in mancher Hinsicht von den Verhältnissen in den Meeren bestimmt.

15. Bemerkungen zu den Tafeln.

Tafel I.

Mittelwerte der Temperatur in verschiedenen Tiefen. Die Kartogramme fassen auf Mittelwerte von Temperaturbeobachtungen, welche bei den Terminfahrten angestellt worden sind. Die Mai- und Novemberwerte, dieselben welche in dem Abschnitt 4 gegeben sind, beziehen sich auf die Dreijahrsperiode 1904—06, die Augustwerte sind aber siebenjährige Mittel, sie entsprechen die Zeit 1903—09. Da ja während der Fahrt nicht alle die rund 70 Stationen gleichzeitig besucht werden konnten, sind die Kartogramme nicht exakt synoptisch; die Figuren 9 bis 11 geben uns die Tage an, auf welche sich die Temperaturmittel für die verschiedenen Meeresteile beziehen. Bei der Berechnung

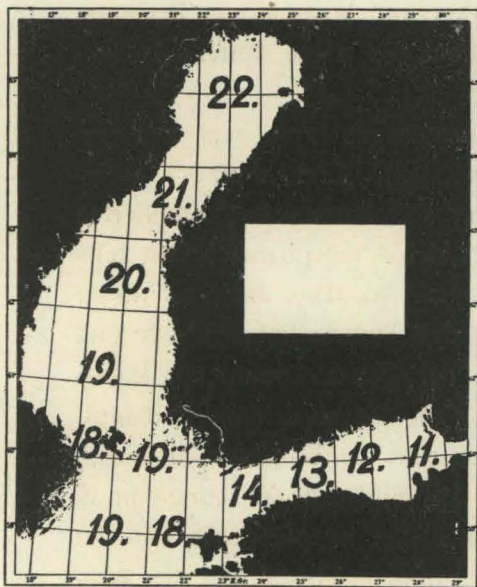


Fig. 9. Mittelepochen, Mai 1904—06.

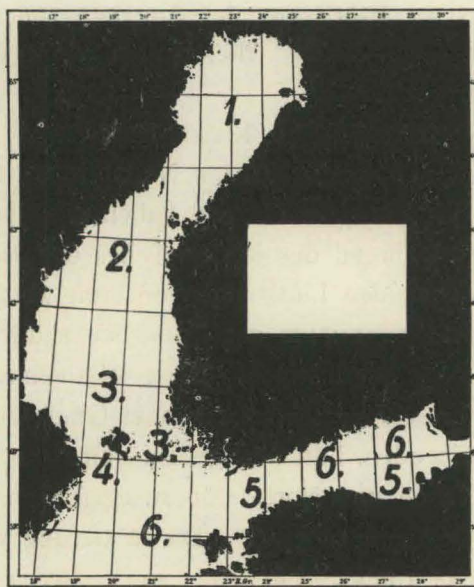


Fig. 10. Mittelepochen, August 1903—09.

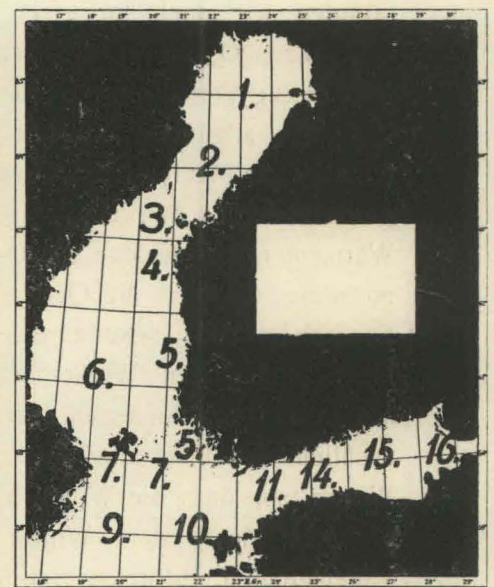


Fig. 11. Mittelepochen, November 1904—06.

der Mittelwerte sind, wenn eine Station ein- oder paar maal nicht besucht worden ist, die fehlenden Werte nach den Beobachtungen an den benachbarten Stationen hergeleitet, wobei auch die übrigen Beobachtungen von derselben Jahreszeit beachtet worden sind. Bei der Darstellung der Oberflächenverhältnisse sind die bei jeder Terminfahrt in grosser Anzahl, zu mehreren Hunderten, angestellten Oberflächenbeobachtungen auf die Weise herangezogen, dass für jedes viertel oder sechstel Gradfeld das Mittel erst für jede Terminfahrt und dann für die drei bzw. sieben Jahre hergeleitet worden ist.

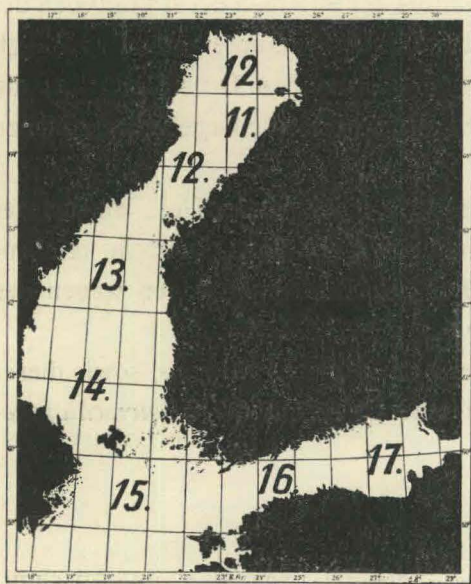


Fig. 12. Mittelepochen, August 1904—06.

Zur Orientierung möge hervorgehoben werden, dass die Karten so geordnet sind, dass die zu derselben Jahreszeit gehörigen in derselben Horizontalreihe, die derselben Tiefe entsprechenden unter einander in Kolonnen stehen.

Die entsprechenden Mittelepochen für August 1904—06, auf welche sich die Augustzahlen in den Tabellen, Abschnitt 5 beziehen, gibt uns die Figur 12.

Tafel II.

Höchste und niedrigste Temperatur am Boden. Diese zwei Karten stützen sich auf das Material von 1904—06, wobei an vielen Stationen nur Mai- August- und November- aber keine Februarwerte vorliegen. Unter Beachtung der Tiefenverteilung und des wahrscheinlichen jährlichen Temperaturganges können die Karten ziemlich leicht konstruiert werden.

Der Salzgehalt, der auf den Karten 3, 5, 7, 11, 13 und 15 gegeben wird, veranschaulicht das Mittel der Werte vom Mai, August und November 1904—06, es sind also keine Jahresmittel. Bei der Konstruktion der Bodenkarte ist der Verlauf längs den abgrenzenden Isobathen der übrigen Karten beachtet; für die Oberflächenkarte ist auf dieselbe Weise wie für die Oberflächenkarten der Temperatur das Material von Oberflächenproben ausserhalb der Stationen benutzt worden.

Die Veränderlichkeit ist so bestimmt worden, dass aus der Abweichung der neun benutzten Salzgehaltswerte vom Mittel (Δ) mittels

$$0.6745 \sqrt{\frac{[\Delta\Delta]}{n-1}}$$

die wahrscheinliche Abweichung hergeleitet ist. (Siehe weiter S. 42.) Die Bodenkarte fusst auch auf die Veränderlichkeit an den abgrenzenden Isobathen der übrigen Karten.

Der Sauerstoffgehalt ist nach dem Mittel der Zahlen für Mai, August und November im Zeitabschnitt 1905. VIII. —1907. V. dargestellt.

Tafel III.

Resultierender Oberflächenstrom. Die Karten fassen auf die in der Tabelle, Seite 50, gegebenen Zahlen. Die eingezeichneten blauen Ziffern, welche „Beständigkeitsprozente“ sind, geben zugleich die Lage der Feuerschiffe an. Die Details der Darstellung sind unter Beachtung von Salzgehalt- und Temperaturverteilung gegeben. Es möge hier hervorgehoben werden, dass die Ströme an der schwedischen Bottenseeküste im August zu schwach angegeben sind. Siehe die Tabelle, Seite 50.

Die mittlere tägliche Veränderung des Wasserstandes ist, wegen der Art der vorliegenden Beobachtungen, als Mittel der Veränderung im Wasserstande von 2^hp zum 2^hp am folgenden Tage für Dezember—Februar (Winter) und Juni—August (Sommer) 1904 und 1905 angegeben. Dabei sind Beobachtungen an neunzehn Küstenorten benutzt.

Die Karten über *die Gezeiten* mussten fertiggestellt werden, bevor die im Texte zitierte Untersuchung beendet war. Die Figuren 2—4 ergänzen diese. Der Intensitätsindex, die Summe der Amplituden für die Wellen M_2 , S_2 , K_1 und O ist vielleicht für die Bottenwiek zu gross angegeben. Die Art der Gezeiten wird auf der Karte als „halb- und ganztägige Wellen ungefähr gleich gross „oder“ ganztägige

Wellen überwiegend“ angegeben, je nachdem der Artindex, das Verhältnis der Summen der Amplituden der angeführten zwei ganztägigen Wellen zu derselben der zwei angeführten halbtägigen, unter oder über 2 liegt.

Die Farbe des Wassers ist ganz roh mit den zur Verfügung stehenden Druckfarben als die dargestellt, in welcher die weisse Scheibe ungefähr zu der halben Sichttiefe niedergelassen gesehen wird.

Die Sichttiefe ist nach Beobachtungen in 1905—10 dargestellt. Sie ist die Tiefe, an welcher eine weisse emaillierte Scheibe von 60 cm im Durchmesser, durch ein unter die Oberfläche reichendes, drinnen geschwärztes Rohr beobachtet, eben verschwindet. Für den November liegen wegen des öfters schweren Wetters verhältnismässig weniger Beobachtungen vor.

Die Kartogramme 13 und 14 geben eine schematische Darstellung des *Wassertransports*, sowie dieser aus den bekannten Verhältnissen hervorgeht; die Karte 15 gibt eine Übersicht der *Niederschlagsgebiete* zu grösseren Gruppen zusammengeführt.

Tafel IV.

Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt in Schnitten. Die Tafel ist nach den im Abschnitt 5 gegebenen Mittelwerten von Temperatur und Salzgehalt 1904—06 gezeichnet.

Die Isothermen und Isohalinen sind in blau, rot oder schwarz gedruckt, je nachdem sie sich auf den Mai, August oder November beziehen. Die Isohalinen sind ausgezogen, und die zugehörigen ‰-Ziffern mit halbfetten Ziffern angegeben, die Isothermen gestrichen und mit kursivierten Ziffern benannt. Die Karte links unten gibt die Lage der Stationen an; ihre Lage in den Schnitten wird mittels grosser, über den Schnitten gesetzter Ziffern angegeben. Die Figuren 9, 12, 11 geben, wie erwähnt, die zugehörigen Epochen an.

Druckfehler: Seite 22 Temperatur im November in 30 m Tiefe auf Station F 2 soll sein 50.14.

ABHANDLUNGEN DER FINLÄNDISCHEN HYDROGRAPHISCH-BIOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN.

In Kommission bei Wilhelm Engelmann, Leipzig.

- Nr. 1. THEODOR HOMÉN: Hydrographische Untersuchungen im nördlichen Teile der Ostsee, im Bottnischen und im Finnischen Meerbusen 1898—1904. 46+144 S., 2 Taf., 1907.
- Nr. 2. ROLF WITTING: Untersuchungen zur Kenntnis der Wasserbewegungen und der Wasserumsetzung in den Finland umgebenden Meeren. I. Der Bottnische Meerbusen in den Jahren 1904 und 1905. Erster Teil. X+246 S., 18 Taf., 1908.
- Nr. 3. JOHAN GEHRKE: Beitrag zur Hydrographie des Finnischen Meerbusens. 40 S., 3 Taf., 1909.
- Nr. 4. METEOR. CENTRALANSTALT: Wasserstand-Registrierungen bei Hangö, 1897—1903. XIV+86 S., 1909.
- Nr. 5. K. M. LEVANDER: Beobachtungen über die Nahrung und die Parasiten der Fische des Finnischen Meerbusens. IV+44 S., 1909.
- Nr. 6. HUGO KARSTEN: Untersuchungen über die Eisverhältnisse im Finnischen Meerbusen und im nördlichen Teile der Ostsee. I. Beobachtungen während der Winter 1897—1902. 92 S., 5 Taf., 1911.
- Nr. 7. ROLF WITTING: Zusammenfassende Übersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der Nördlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende 1910. 82 S., 4 Taf., 1912.